

**JÖRG BIALAS**

**SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE  
GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN  
AM SÜD-SHETLAND TRENCH UND  
IN DER BRANSFIELD STRASSE  
- ANTARKTISCHE HALBINSEL -**

# 26

**GEOMAR REPORT**

---



Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel  
Zum Druck genehmigt am 14.7.1993

Redaktion der Serie: Gerhard Haass  
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,  
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass  
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,  
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
24148 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
24148 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50



## Inhaltsverzeichnis

Abstract	
1.) Zusammenfassung	3
2.) Einleitung	4
3.) Zur tektonischen Entwicklung des Meßgebietes	9
4.) Refraktionsseismik	
4.1.) Signalquellen und Meßapparatur	13
4.2.) Datenprozessing	17
4.3.) Auswertung	17
5.) Signalquellen und Datenerfassung der Reflexionsseismik	21
6.) Datenprozessing der Reflexionsseismik	
6.1.) Navigations- und Geometriebearbeitung	23
6.2.) Standardprozessing	28
6.3.) Multiplenunterdrückung	30
6.4.) Migration	44
7.) Region des Süd Shetland Trench	
7.1.) Auswertung der Reflexionsseismik	46
7.2.) Stratigraphie	54
7.3.) Fracture Zonen	56
8.) Region der Bransfield Straße	
8.1.) Auswertung der Reflexionsseismik	62
8.2.) Ozeanisierung in der Bransfield Straße	69
8.3.) Isochronenpläne für das zentrale Becken	75
8.4.) Gravimetrie und Magnetik	88
9.) Vergleiche zwischen Bransfield Straße und Rotem Meer	92
10.) Meereströmungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel	96
11.) Ergebnisse	
11.1.) Region des Süd Shetland Trench	103
11.2.) Region der Bransfield Straße	104
12.) Ausblick	107
13.) Danksagung	108
14.) Literaturverzeichnis	109

## Abstract

During the expedition ANT-VI/2 of the R/V "Polarstern" geophysical data compilation was carried out from October to December 1987. Multi-channel seismic reflection data were recorded along 9 lines with 1400 km total length. In addition 2 seismic refraction profiles were carried out as well as continuous recording of gravity and magnetic data. This paper describes the seismic processing and some attempts for multiple suppression. Interpretation of the processed data and discussion of the derived models with respect to other authors is given as well.

Different stages of development of the South Shetland Trench are documented with three cross lines seawards of the South Shetland Islands. Intersecting lines, striking parallel with the trench, cut the Anvers, Hero and a still Unnamed Fracture Zone. Interpreting the magnetic anomalies along the seismic lines unconformities WO5 and WO7 can be mapped. Timing of the last collision between the Aluk Ridge and the South Shetland Trench can be dated more precise with 6.5 Ma. Calculating the subduction velocities an acceleration is observed just before collision of the Aluk Ridge and the subduction zone. Similar behavior can be observed for the ridge-trench collisions at the Chile Trench and Juan de Fuca Ridge. Density modelling of the Hero Fracture Zone supports the hypothesis of a serpentinized infill of the fracture.

Close to the South Shetland Islands, inside the Bransfield Strait a 20 km wide part of oceanic crust is interpreted as the Bransfield Rift. Density modelling verifies an asymmetric separation of the crust within the Bransfield Strait. Strike direction of a Batholith body that has been interpreted earlier as initiator for the West Coast Magnetic Anomaly is supported by these models. Comparing the Red Sea and the Bransfield Strait a lot of structural similarities are summarised. The Bransfield Strait Rift is interpreted to belong to the Red Sea Type. Comparison with magnetic data from Para (1988) verify that the Bransfield Strait developed to an oceanic rift not earlier than about 1.8 Ma ago. In the area of the Central Basin two way traveltimes are mapped as isochrone charts. 6 major horizons are characterized. Travel time charts document local variations of strike direction for this part of the Bransfield Strait.



## 1.) Zusammenfassung

Während der Expedition ANT-VI/2 mit der "Polarstern" wurden von Oktober bis Dezember 1987 geophysikalische Messungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel durchgeführt. Dabei wurden auf 9 Profilen 1400 km reflexions-seismische Mehrkanalseismik, zwei Refraktionsprofile, kontinuierliche Schwerewerte und magnetische Daten aufgezeichnet. In dieser Arbeit werden das Prozessing der Seismik und Versuche zur Multiplenunterdrückung beschrieben. Weiterhin werden die Profile interpretiert und die entwickelten Modelle mit anderen Autoren verglichen und diskutiert.

Auf den Profilen seewärts der Süd Shetland Inseln werden drei Schnitte durch den Süd Shetland Graben gelegt. Sie dokumentieren die unterschiedlichen Entwicklungsstufen des Trench. Verbindende Profile, die parallel zum Graben verlaufen schneiden mit der Anvers, Hero und einer bisher unbenannten Fracture Zone weitere wichtige Großstrukturen der Region. Mit Hilfe der Interpretation der magnetischen Anomalien entlang der Profile werden die Horizonte WO5 und WO7 in den Sektionen kartiert. Der Zeitpunkt der letzten Kollision des Aluk Rückens mit dem Süd Shetland Trench wird auf 6.5 Mio. Jahre präzisiert. Die Bestimmung der Subduktionsgeschwindigkeiten ergibt eine Beschleunigung kurz vor der Kollision von Aluk Rücken und Subduktionszone. Diese Beobachtung wird auch für die Ridge-Trench Kollisionen am Chile Trench und Juan de Fuca Rücken gemacht. Für die Hero Fracture Zone kann durch Dichtemodellierung in der Gravimetrie die Hypothese einer serpentinitischen Füllung der Bruchzone unterstützt werden.

In der Bransfield Straße wird ein 20 km breiter Streifen ozeanisierter Kruste dicht unterhalb der Süd Shetland Inseln als Riftzone interpretiert. Schwere-modelle bestätigen die asymmetrische Teilung der Kruste innerhalb der Bransfield Straße. Sie bestätigen den Verlauf eines Batholit-Körpers, der als Initiator der magnetischen Westküsten Anomalie gilt. Ein Vergleich mit dem Roten Meer zeigt weitgehende Analogien im Muster des Riftverlaufes. Die Bransfield Straße kann zum Typ des "Rotes Meer Rift" gezählt werden. Der Vergleich mit magnetischen Daten von Parra (1988) belegt, daß die Bransfield Straße erst seit etwa 1.8 Mio. Jahren ein ozeanisches Rift ist. Für den Bereich ihres zentralen Beckens werden Zweiweglaufzeiten in Isochronenpläne umgesetzt. 6 markante Reflexionshorizonte werden charakterisiert und dokumentieren anhand von Laufzeitkarten lokale Änderungen in der Streichrichtung.

## 2.) Einleitung

Der zweite Abschnitt der Reise ANT-VI des Forschungsschiffes "Polarstern" führte in die Gewässer westlich der Antarktischen Halbinsel. Zu diesem Fahrabschnitt war neben Meeresbiologen, Ozeanographen, Geographen und Geologen auch ein Team von 13 Geophysikern an Bord.

Aus geowissenschaftlicher Sicht lag der Schwerpunkt dieser Fahrt bei der Sammlung neuer Daten im Bereich der Antarktischen Halbinsel. Ein Zielpunkt für die Region der Bransfield Straße (BS) lag in der detaillierten Erkundung der Krustenstruktur, um hier neue Anhaltspunkte in der Diskussion um unterschiedliche Modelle (Ashcroft, 1972; Guterch et al., 1985) zur Struktur und Entwicklung der Bransfield Straße zu gewinnen. Zu diesem Zweck war neben der Reflexionsseismik (Abb. 1) die Beobachtung von Refraktionslinien geplant (Abb. 2), die mit sechs Airguns von je 16 l Volumen mit 300 m Schußpunktstand abgefahren werden sollten.

Als Initiator des "Bac Arc Rifting" der Bransfield Straße ist die Subduktion ozeanischer Kruste am Süd Shetland Trench zu sehen, in deren Verlauf Teile des Aluk Spreading Rückens mit verschluckt worden sind. Dieser Krustenbereich seewärts der Antarktischen Halbinsel ist durch mehrere Fracture Zonen (Anvers (AFZ), Hero (HFZ) und Shackleton (SFZ); Abb. 1 und 3) unterteilt. Die in der Magnetik dokumentierten Altersunterschiede der Abschnitte sollten mit reflexionsseismischen Profilen (Abb. 3) untersucht werden. Bis auf zwei Ausnahmen (Profile 5 und 8) wurden daher alle Linien (auch die in der BS) als Schnitte senkrecht zu diesen tektonischen Hauptstrukturen gelegt. Die "Polarstern" stand hierzu für mehrtägige kontinuierliche Meßabschnitte zur Verfügung. Diese Zeiten mußten aber zwischen Profilmfahrten der Meeresbiologen mit Tiefseeschleppnetzen und der Geophysik aufgeteilt werden, so daß keine flächenhafte Profilüberdeckungen im Meßgebiet angelegt werden konnten.

Zwei an Bord installierte Seegravimeter erlaubten eine kontinuierliche Schwere-registrierung während des gesamten Fahrabschnittes. Diese Daten stehen als Freiluftsichere mit den entsprechenden Korrekturen zur Verfügung.

In der vorliegenden Arbeit wird zunächst die Aufnahme und das Prozessing der seismischen Daten bis zur fertigen Sektion durchgeführt. Zur Vorbereitung gehören dabei auch die Arbeiten zum Navigationsprozessing und zur Gravimetrieerfassung. Darauf aufbauend erfolgt die Auswertung der seismischen

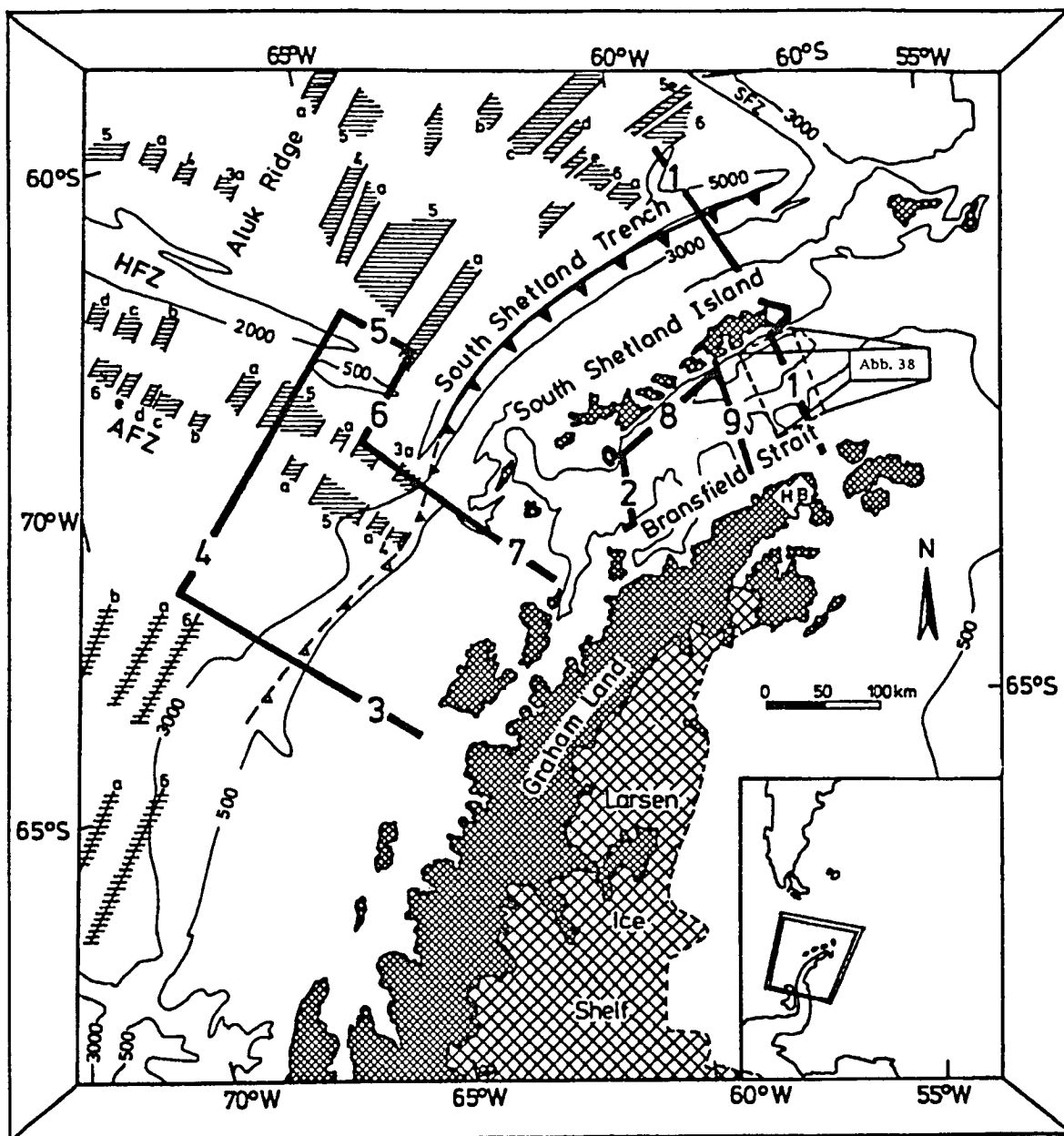


Abb. 1 Lageplan der Profile ANT-VI/2

1 - 7 : Profile der Reflexionsseismik, ANT-VI/2  
 Abb. 2: Position der Abbildung 38



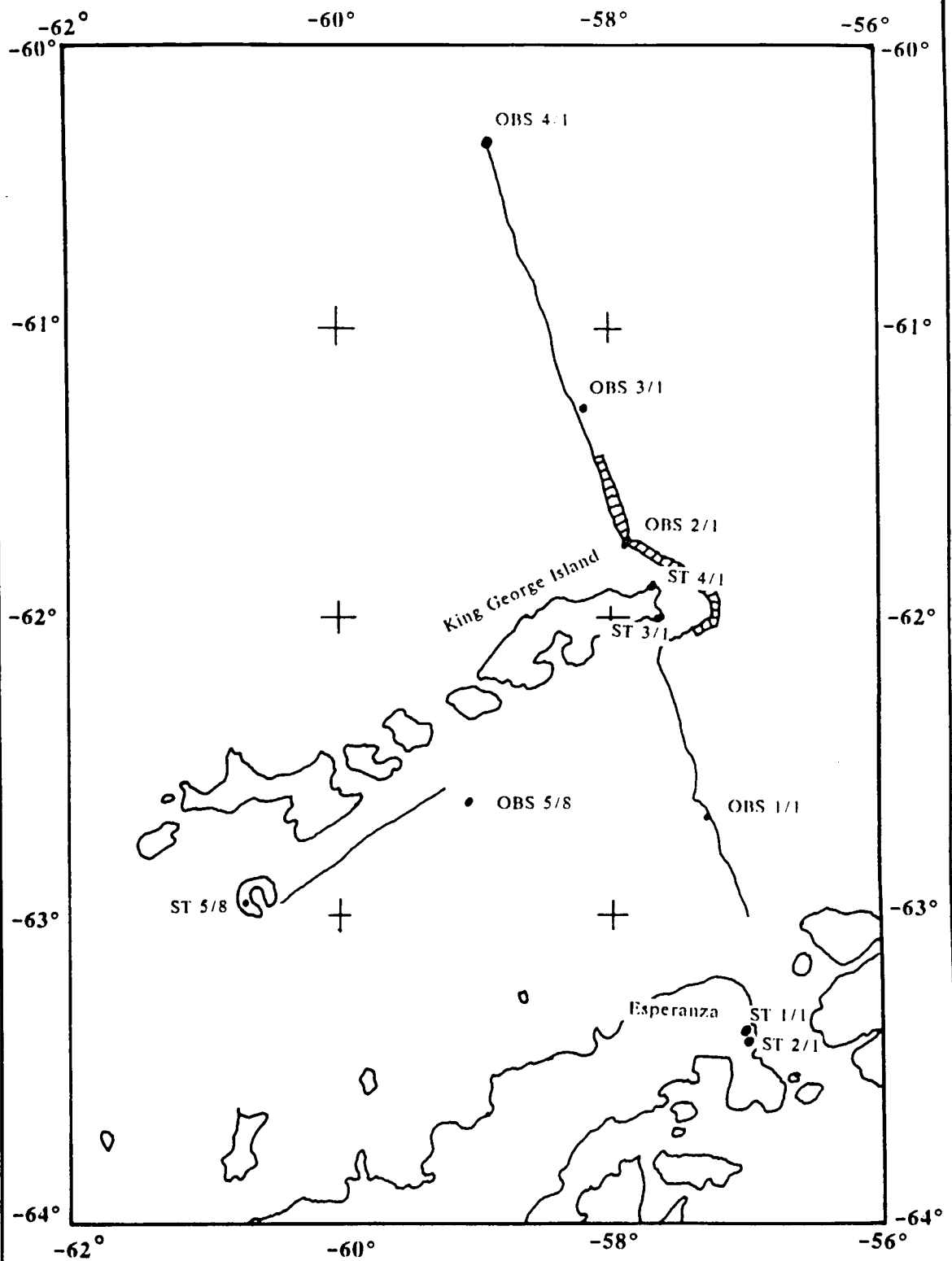
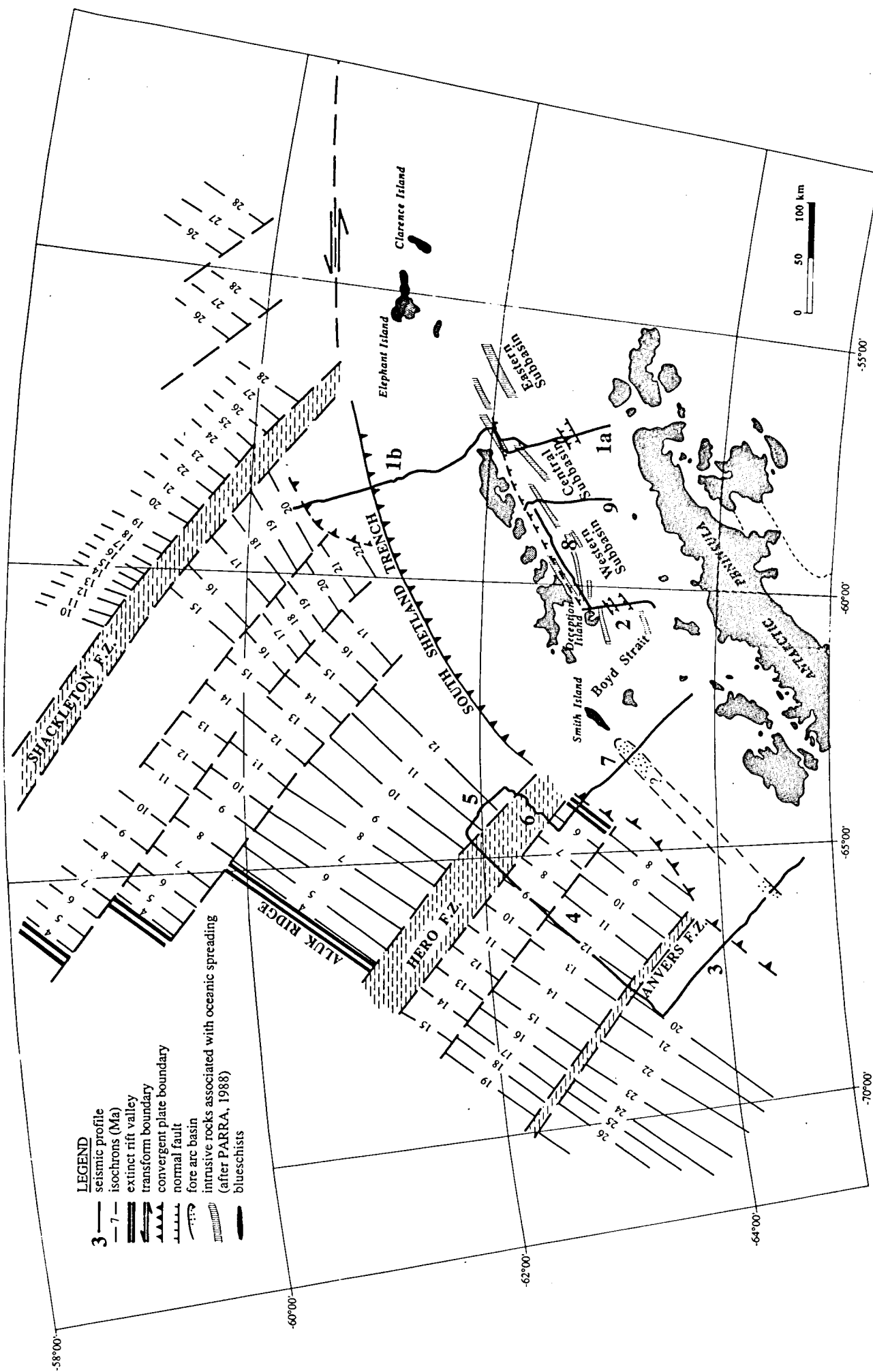


Abb. 2 Lageplan der Refraktionsprofile mit den Positionen der Landstationen und OBS Geräte



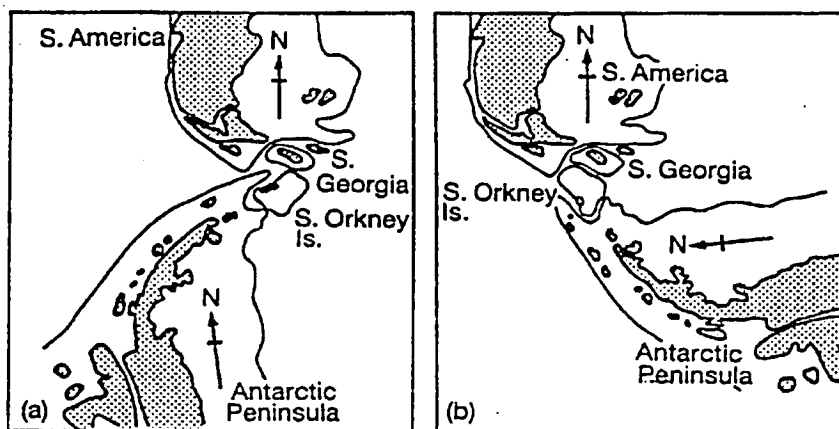
(after BAS Tectonic Map of the Scotia Arc 1985)

Abb. 3 Karte der magnetischen Anomalien und tektonischen Großstrukturen im Meßgebiet (Henriet et al., 1992)

Daten. Die erstmalige Anwendung von Airguns zur Signalanregung in Land-See Experimenten an der Antarktischen Halbinsel wird mit sprengseismischen Refraktionsprofilen verglichen. Für die reflexionsseismischen Profile am Süd Shetland Graben und in der Bransfield Straße werden die Interpretation und die Verbindung mit Schwere- und Magnetikdaten vorgestellt und diskutiert.

Trotz der umfangreichen geophysikalischen und insbesondere seismischen Untersuchungen konnte noch keine einheitliche Stratigraphie für das gesamte Gebiet erarbeitet werden. Erschwert wird die geochronologische Einordnung der Horizonte durch das Fehlen von Bohrungen im gesamten Bereich der Halbinsel. Im Vorfeld des SST kann man sich noch durch die unterschiedlichen magnetischen Anomalien rechts und links der Frakture Zonen behelfen und eine stratigraphische Einordnung versuchen. Im Gebiet der Bransfield Straße ist dies jedoch gänzlich unmöglich, hier verbleibt lediglich die Chance auf eine relative Einordnung des Entwicklungsablaufes der tektonischen Aktivitäten.

Ein Teil der Abbildungen ist in englischer Sprache beschriftet, da diese Abbildungen bereits in den zitierten Publikationen der Arbeitsgruppe GRAPE veröffentlicht wurden, bzw. eine Beschriftung automatisch durch die Computerprogramme erfolgt. Der Autor ist als aktives Mitglied der Gruppe an der Erarbeitung dieser Ergebnisse beteiligt.



**Abb. 4 Beispiele zur paläotektonischen Rekonstruktion der Antarktischen Halbinsel im Zusammenspiel mit Gondwana (Quelle unbekannt)**

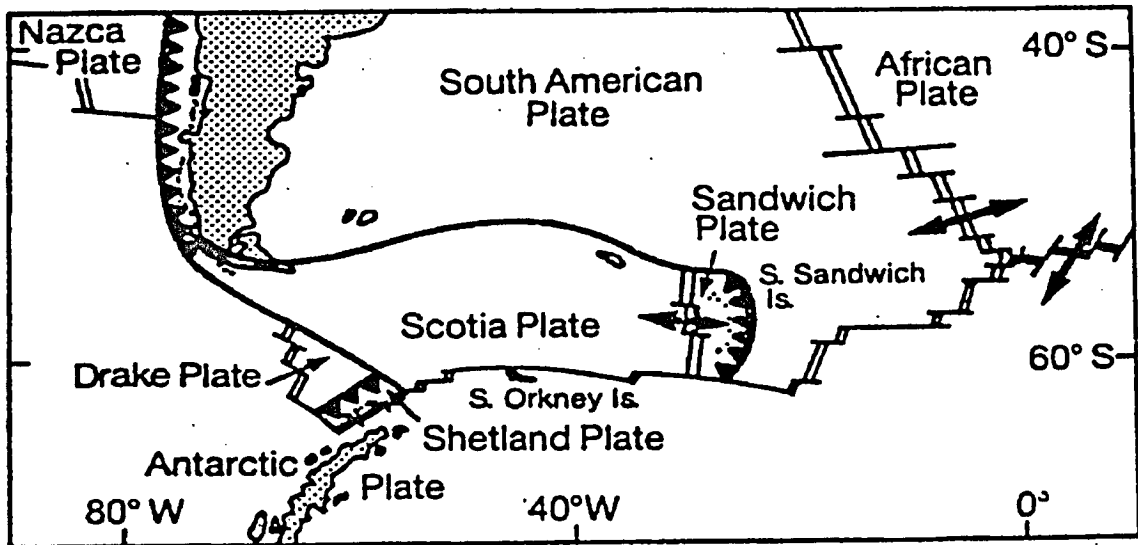
- a) Rekonstruktion nach marinen geophysikalischen Daten
- b) Rekonstruktion nach geologischen Anhaltspunkten



### 3.) Zur tektonischen Entwicklung des Meßgebietes

Vor etwa 220 Mio. Jahren zerbrach der Superkontinent Pangea in 2 Teile. Der südliche Block, Gondwana, driftete weiter nach Süden, bis er sich in dem Zeitraum von 180 - 220 Mio. Jahren vor heute aufzulösen begann. In diesem Zusammenhang spaltete sich die Antarktis vor etwa 115 Mio. Jahren ab. Sie behielt die südwärtige Drift bei, bewegte sich aber langsamer als die übrigen Fragmente.

Versuche, diese Wanderung für die Antarktische Halbinsel anhand mariner geophysikalischer Untersuchungen zu rekonstruieren gelingen im allgemeinen recht gut (Abb. 4.a). Probleme treten dabei im Detail auf, wenn geologische Strukturen korreliert werden müssen. Rotationen und zum Teil weitere Unterteilungen von Plattensegmenten der Antarktis, insbesondere der Antarktischen Halbinsel sind dabei notwendig. Eine solche Lösung zeigt (Abb. 4.b).



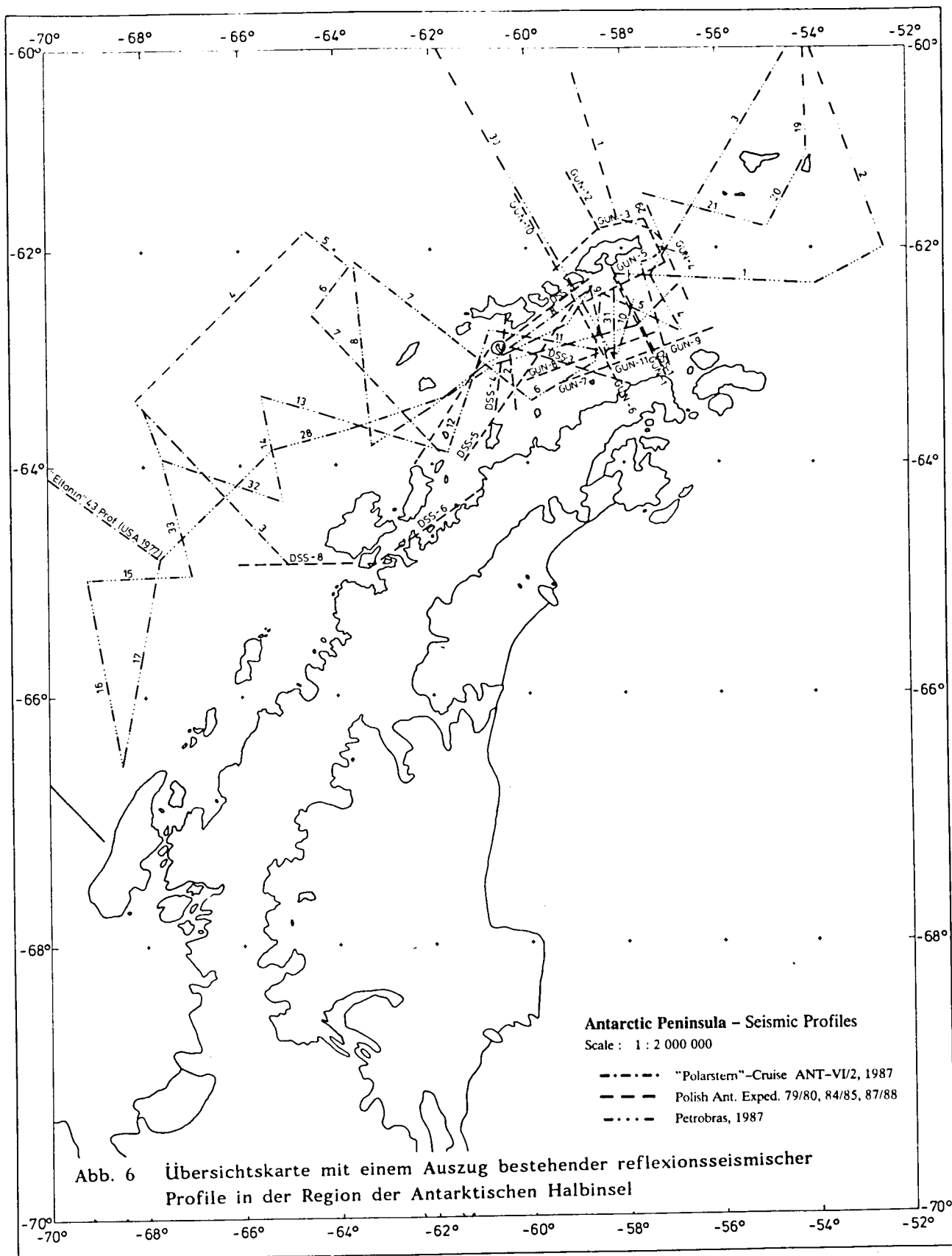
**Abb. 5 Tektonische Karte des Scotia Bogens**  
(Quelle unbekannt)

Das wesentliche Ereignis, das mit der klimatischen Ausbildung der Antarktis zusammenfiel, war die Öffnung der Drake Passage. Diese Meeresenge hat bis vor etwa 30 Mio. Jahre das Strömungssystem der Ozeane getrennt. Erst nach dem Wegfall dieser Landbrücke konnte sich der zirkumantarktische Strom ausbilden. Zur gleichen Zeit begann die Ausbildung des Antarktischen Eisschildes.

Im Rahmen der die Antarktis umschließenden Plattengrenzen kommt dem Scotia Bogen (Abb. 5) eine besondere Bedeutung zu. Er teilt die östliche Subduktionszone des Pazifik in einen nördlichen und südlichen Abschnitt. Die Verfolgung des Systems nach Süden führt wieder in den Bereich der Antarktischen Halbinsel. Hier setzt sich die Subduktion im Süd Shetland Graben weiter fort. Betrachtet man die magnetischen Anomalien in diesem Bereich, so fällt auf, das sie nicht kontinuierlich und parallel zur Küste liegen. Störungen in ihrem Muster gehen einher mit großen Fracture Zonen, wie der Anvers (AFZ), Hero (HFZ) und Shakleton (SFZ) Fracture Zone (Abb. 3). Aus dem Versatz der magnetischen Anomalien läßt sich das Ausmaß der Verschiebung entlang dieser Bruchzonen bestimmen. Aus dem Alter der Anomalien läßt sich der Betrag der Subduktion und somit die geodynamische Entwicklung der Region rekonstruieren.

Im Fall des Süd Shetland Graben trifft nicht nur ozeanische Kruste auf die Subduktionszone, sondern vielmehr kommt es hier zu einer Verschluckung von einem ozeanischen Rücken. Die Altersbestimmung anhand der magnetischen Anomalien zeigt die Abfolge auf, in der Teile des Rückens auf die Plattengrenze getroffen sind. Bei dieser Kollision wurde der jeweilige Abschnitt der Subduktion inaktiv. Lediglich am Nordende der Halbinsel findet sich noch eine rezent aktive Subduktion. An dieser Stelle setzte dann auch vor etwa 3.5 Mio. Jahren die Öffnung der Bransfield Straße ein. Diese beiden Regionen, der Süd Shetland Trench und die Bransfield Straße wurden während der Polarstern Expedition ANT-VI/2 mit seismischen Profilen gequert, die in dieser Arbeit ausgewertet wurden.

In dem Gebiet der nördlichen Antarktischen Halbinsel wurde bereits eine große Zahl von seismischen Linien aufgenommen. Ein Auszug der reflexionsseismischen Profile ist in Abb. 6 zusammengefaßt, die wichtigsten Profile sind in Abb. 7 erfaßt. Diese Daten sind zum Teil in Veröffentlichungen zur Verfügung gestellt worden, zum Teil (besonders die jüngeren Kampagnen) sind diese Daten jedoch noch nicht publiziert und nicht einsehbar. Eine umfassende Auswertung mit einem flächendeckenden Profilnetz kann daher noch nicht erstellt werden.





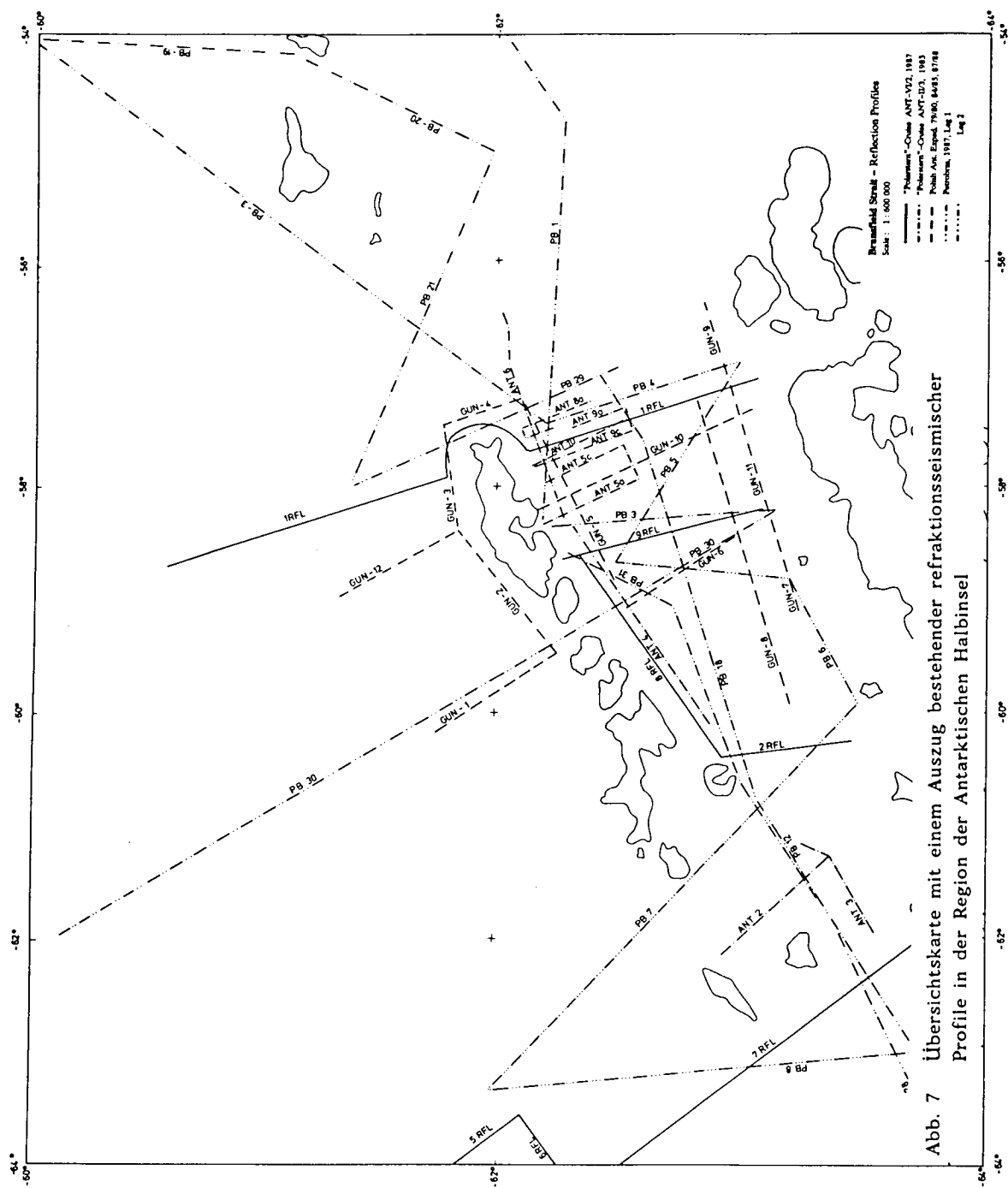


Abb. 7 Übersichtskarte mit einem Auszug bestehender refraktionsseismischer Profile in der Region der Antarktischen Halbinsel

#### 4.) Refraktionsseismik

##### 4.1.) Signalquellen und Meßapparaturen

Begleitend zur Reflexionsseismik waren refraktionsseismische Messungen vorgesehen. In einem kombinierten Land / See - Experiment sollten diese Messungen detailliertere Aufschlüsse über die Geschwindigkeitsverteilung im tieferen Untergrund liefern. Erstmals sollte in dieser Region dabei auf den Einsatz von Sprengstoff als Signalquelle verzichtet werden und statt dessen, mit Rücksicht auf den Artenschutz, Druckluftkanonen (Airguns) verwendet werden. Solche Messungen sind vom Kieler Institut für Geophysik bereits 1984 im Rahmen der Europäischen Geotraverse erfolgreich durchgeführt worden (Bialas et al., 1990, Jokat und Flüh, 1987).

Während der Expedition ANT-VI/2 kamen sechs Bolt PAR Airguns mit einem Kammervolumen von je 16 l zum Einsatz. Die Kanonen wurden nicht aufeinander abgestimmt. Alle Kanonen wurden parallel an drei Traversen hinter dem Schiff geschleppt. Die ungefähre Tauchtiefe der Airguns betrug ca. 20 m. Die Zündung erfolgte zeitgesteuert in 1 bzw. 2 Minuten-Intervallen.

Außer vier Landstationen wurden auf dem Refraktionsprofil 1 RFR (Abb. 2) vier Ozeanbodenseismographen (OBS) eingesetzt. Die Geräte sind mit 3-Komponenten Geophonen und einem Hydrophon ausgerüstet. Die Datenaufzeichnung erfolgte in analoger Form auf eine normale Audio-Cassette. Durch Anpassung der Laufgeschwindigkeit können unterschiedlich lange Registrierzeiten erreicht werden. Neben den frequenzmodulierten Signalen ist ein Zeitsignal mit enthalten, das durch die Schwingungen eines Quarzkristalls erzeugt wird und somit eine Kontrolle der Laufzeit ermöglicht. Die Plazierung der Geräte erfolgte zum Teil mittels Bojenverankerungen (Pull-Up Version), bzw. durch Meeresbodenverankerungen (Pop-Up Version). Letztere wirft nach Ablauf einer vorher festgelegten Zeitdauer durch eine Schaltuhr das Ankergewicht ab, worauf das Gerät zur Meeresoberfläche aufschwimmt. Nachteilig bei diesen Versionen ist die fehlende Möglichkeit der Einflußnahme auf den Programmablauf. Bei schlechten Wetterbedingungen oder Eisdrift kann das Auftauchen nicht verzögert werden.

Als Registrierapparaturen standen an Land zwei digitale PCM Apparaturen und zwei analoge Geostore Apparaturen zur Verfügung. Die Geostore Anlagen sind zur automatischen Aufzeichnung von bis zu 14 Kanälen geeignet. Als Speichermedium dient ein Mehrspur-Magnetband. Dieses Band wird durch zwei separate 7-Spur Tonköpfe beschrieben, so daß jedem Kanal eine Bandspur

zugewiesen wird. Durch variable Bandgeschwindigkeiten lassen sich Laufzeiten von bis zu 85 Stunden realisieren. Dabei wird die obere Grenzfrequenz der Nutzsignale auf 32 Hz beschränkt. Nach Erfahrungen aus Skandinavien (Bialas et al., 1990) reicht diese Bandbreite für derartige Experimente aber völlig aus. In der von uns verwendeten Anordnung wurden zwei Remote-Lokationen mit Telemetrie und eine Lokation direkt an der jeweiligen Geostore Meßstation aufgebaut. Jeder Punkt ist mit einem vertikalen und zwei horizontalen Aufnehmern ausgestattet.

Die PCM Apparaturen registrieren neben dem Zeitzeichen weitere vier seismische Kanäle. Die Aufzeichnung erfolgt auf NAGRA Tonbandgeräte, die eine maximale Laufzeit von 4 Stunden ermöglichen. Aufgrund dieser Beschränkung mußten die beiden PCM-Apparaturen mit je zwei Mann Bedienungspersonal abgesetzt werden. Für diese Anlagen ist keine Telemetrie-einrichtung vorhanden, daher wurde die Reichweite der Station durch die Längsauslage von einem Kanal ausgedehnt. Als Geophone wurden Mark 3-Komponenten Töpfe und Mark Einzelgeophone mit einer Eigenfrequenz von 2 Hz verwendet.

Da von Bord der Polarstern keine kontinuierliche Aussendung eines Zeitzeichens möglich ist, wurde als Zeitbasis das Omega System verwendet. Leider waren nur für die Geostore passende Antennen vorhanden. Die Zeitzeichendekoder dieser Anlagen sind jedoch sehr empfindlich gegenüber Nässe, hier mußte stark improvisiert werden. Der Empfang der Zeitsignale im freien Gelände war problemlos.

Da die PCM Apparaturen auf den Empfang europäischer Zeitzeichensender ausgelegt sind, wurden die Uhren an Bord geeicht. Die Uhren liefen dann mit einer Pufferbatterie kontinuierlich weiter. Der Anschluß dieser Hilfsspannung war in einem Fall leider nicht 100 %-ig erfolgreich, so daß eine Angleichung der Zeit mit den Ersteinsätzen und über die Position später korrigiert werden muß.

Für die Landstationen wurden mit Hilfe von topographischen Karten an Bord mehrere Punkte ausgewählt und anschließend vom Helikopter aus erkundet. Witterung und enge Terminplanung ließen keine umfangreiche Suche nach Ausweichpositionen zu. Dennoch kann man davon ausgehen, daß günstige Positionen gewählt wurden. Besonders im Bereich der argentinischen Station Esperanza war die Suche nach einem geeigneten Registrierpunkt schwierig. Die Geostore konnte dicht bei der abseits liegenden Trinity Hut aufgebaut werden. Die Remote-Lokationen mußten im Mount Flora hinter der argentinischen Basis



Esperanza positioniert werden (Abb. 2). Die zweite Geostore Apparatur konnte trotz extremer Wetterbedingungen auf der Nordspitze der Süd Shetland Insel King George Island ausgebracht werden. Die Wetterbedingungen machten einen kompletten Aufbau aber unmöglich, so daß nur mit einer Komponente registriert wurde. Das Gerät selbst wurde in einem Zelt installiert. Die erste der PCM Anlagen wurde mit zwei Registriern auf der Landzunge nordöstlich der Hope Bay eingerichtet. Personal und Apparatur wurden in einem Scott-Zelt untergebracht. Als günstigste Position wurde ein flach geneigtes Eisfeld gewählt, da keine Aufschlüsse in der Umgebung erreichbar waren. Die zweite PCM Apparatur konnte während der Messungen auf der Insel King George Island ausgebracht werden. Auch hier mußten sich zwei Registrierer ein Zelt mit der Anlage teilen.

Auf allen Positionen mußten die Geophone in der Verwitterungsschicht aufgestellt werden. Diese Schicht setzt sich aus kieselgroßen Felsstücken zusammen, die als Produkt der Frostsprengung entstehen. Als Permafrost und vielfach unter einer Eis- und Schneedecke begraben, sind die Bruchstücke alle miteinander verfroren, so daß ein Eingraben der Geophone in dieser Region unmöglich war. Zum Wetterschutz wurden die Geophone mit Schnee verdammt.

Die PCM Apparaturen konnten kontinuierlich registrieren, Ausfälle sind lediglich durch die übermüdete Bedienungsscrew entstanden. Die Geostore Geräte arbeiteten nicht so erfolgreich. Das Magnetband der Anlage in der Trinity Hut stoppte bereits bevor von Bord der Polarstern das Abschießen des Profiles begann. Die Antriebsrolle hatte ihre Haftreibung verloren und der Bandtransport fiel damit aus. Auf King George Island verlief der Einsatz erfolgreicher. Erst gegen Ende des Profiles fiel bei dieser zweiten Geostore der Omega-Dekoder aus. Durch die schlechten Wetterbedingungen war das Innere des Zeltes sehr feucht geworden, wogegen der Dekoder nicht ausreichend geschützt war.

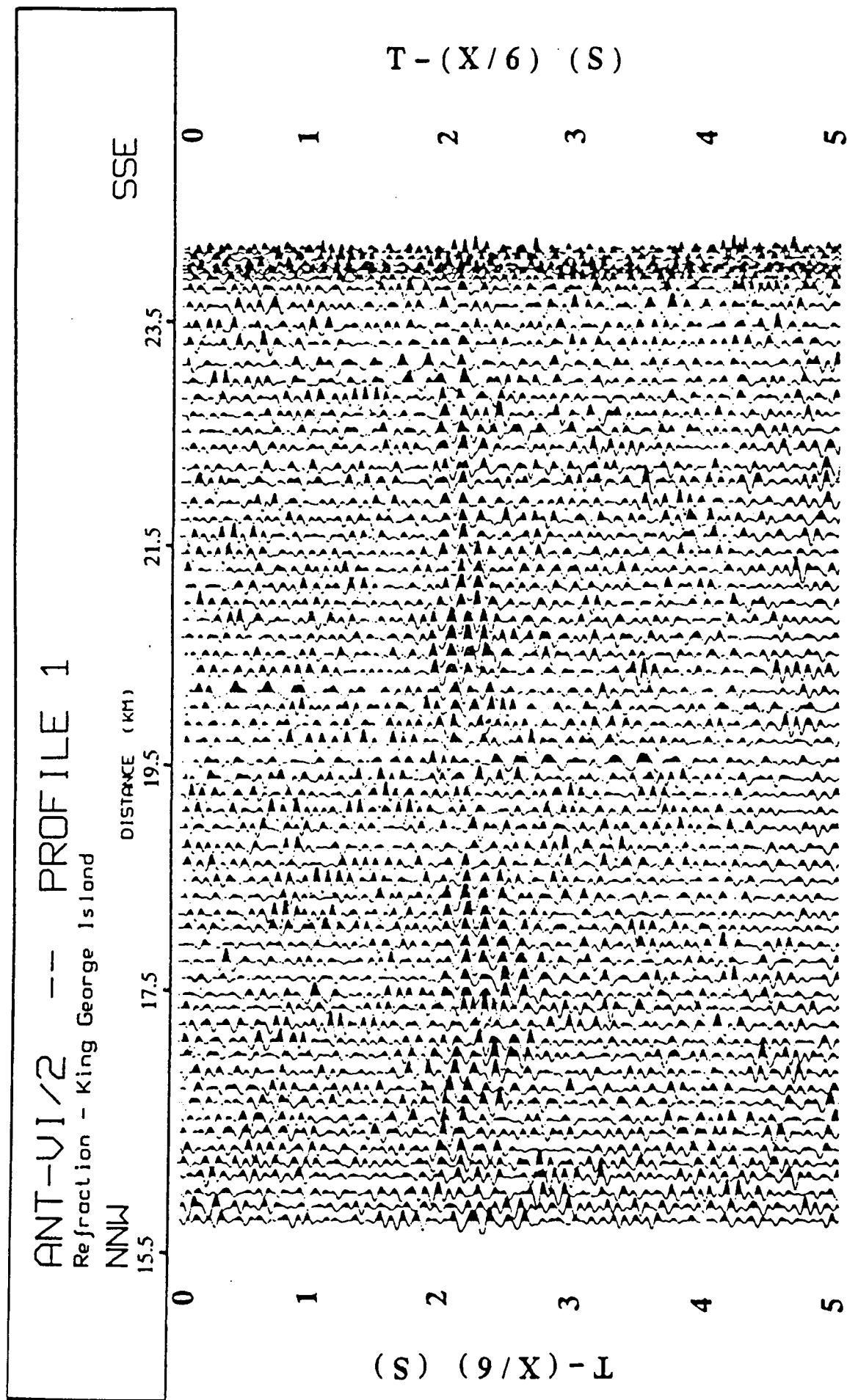


Abb. 8 Ausschnitt aus den Refraktionsdaten der Landstation auf King George Island  
 Profil 1 RFR (Abb. 2)

#### 4.2.) Datenprozessing

Eine Bearbeitung der refraktionsseismischen Daten an Bord der Polarstern konnte nur provisorisch erfolgen. Entsprechend den drei verschiedenen Aufnahmeapparaturen (s. Kap. 4.1) lagen die Daten zum Teil in digitaler Form, zum Teil in analoger Form vor. Da die Hersteller kein einheitliches Speichermedium und Datenformat verwenden, mußte für jeden Anlagentyp eine spezielle Abspieleinheit zur Verfügung stehen. Aus logistischen Gründen war es nicht möglich für alle Geräte eine komplette Wandeinheit mitzuführen. Lediglich die Geostore Bänder konnten durch eine Kopplung von Decoder und einer Geometrics Reflexionsapparatur in ein Standardformat (SEG-D; s. Kap. 4.3) umgewandelt werden. Die anderen Apparaturen (PCM und OBS) wurden im Alfred-Wegener-Institut umgespielt. Es wurden aber von allen Anlagen Stichproben der Datenaufzeichnung angefertigt. Die analogen Signale aus den Decoderanlagen wurden durch zwei analoge Bandpassfilter geleitet und mit einer Geometrics Apparatur erneut registriert. Die Aufzeichnung erfolgte aber im demultiplexten Mode, so daß eine Übertragung an den Bordrechner möglich war. Von hier konnten die Daten, ohne Positionskorrekturen, ausgeplottet werden. Trotz dieser nicht optimalen Übertragung konnten bereits erste Einsätze in den Seismogrammen erkannt werden. Im AWI wurden später auch die Bänder der PCM und OBS Registrierungen abgespielt und in ein Standardformat (SEG-Y) übertragen. Hier konnten trotz der besseren Abspiel- und Korrekturmöglichkeiten keine weiteren Einsätze korreliert werden.

#### 4.3.) Auswertung

Die Datenausbeute der Landstationen ist sehr gering ausgefallen. Als Beispiel für die Qualität der Seismogramme wird in Abb. 8 ein Ausschnitt der Station von King George Island gezeigt. Diese Station mußte auf Grund der Wetter- und Eisbedingungen auf einer Klippe aufgebaut werden, obwohl diese Position durch den Umgebungsnoise (Wind, Brandung) nicht optimal ist. Die abgebildete Sektion zeigt den einzigen korrelierbaren Signalverlauf in der gesamten Profilaufnahme. Eine Auswertung dieses einzelnen Einsatzes (5.1 km/s; Entfernung 10 - 20 km; Abb. 8) kann höchstens als Einpassung in bestehende Modelle erfolgen. Die für dieses Experiment notwendige Gesamtentwicklung eines Krustenmodells kann mit diesen Daten nicht durchgeführt werden.

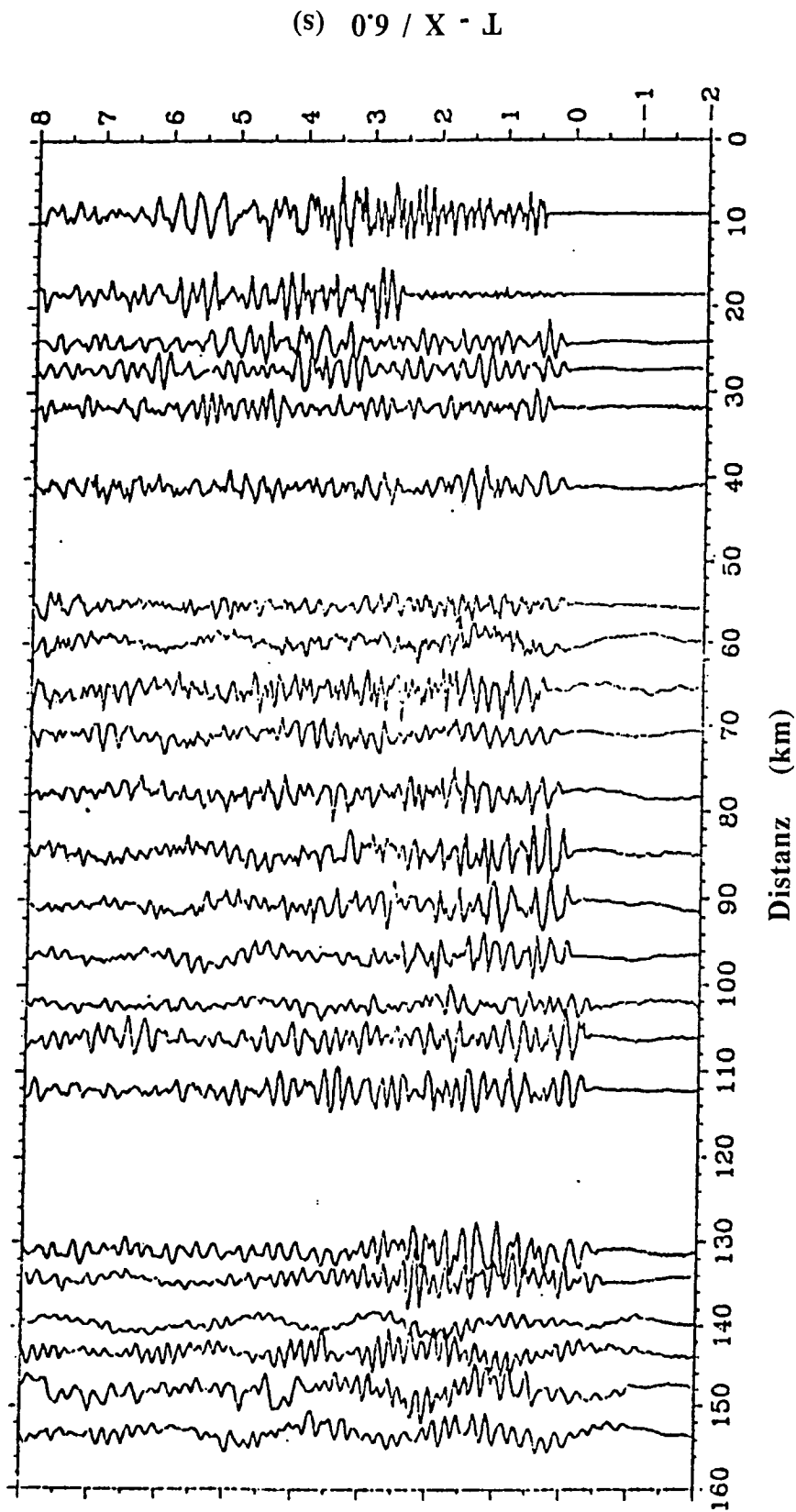


Abb. 9 : Beispiel einer Refraktionsregistrierung mit Sprengstoff

Profil : DSS - 12, Station X (Guterch, A. et al., 1991)

Die Ursache dieser schlechten Datenqualität ist nicht gänzlich geklärt, es lassen sich aber mehrere mögliche Quellen angeben. Im Umfeld des Profiles befinden sich mehrere große Eisfelder mit Tafeleisbergen von mehreren 100 m Kantenlänge (über Wasser). Bewegungen und eventuelle Meeresbodenberührungen in der Dünung, besonders bei schlechtem Wetter erhöhen den Hintergrundnoise beträchtlich. Gleiches ist von kalbenden Eisbergen und Gletschern am Schelfeisrand zu erwarten. Rund um Hope Bay sind zum Beispiel der Depot-Gletscher und bis auf das Meer hinausreichende Eisbedeckungen zu finden. Eine weitere Ursache für Störgräusche stellt der Aufbauort der Geophone dar. Obwohl diese sorgfältig mit Schnee und Eis verdämmt wurden, muß im nachhinein angenommen werden, daß der Wind die Messungen beeinträchtigt hat. Da die Verdämmung der Geophone und die Geländebedeckung aus verharschtem Schnee bestand, sind vermutlich Luftbewegungen durch kleinste Öffnungen bis zu den Aufnehmern vorgedrungen. Weiterhin ist in diesem Zusammenhang auch der Permafrostboden (s.o.) mit einzubeziehen. Durch die Bindung des Schottergesteins durch den Frost wird zwar ein festes Gerüst gebildet, das selbst mit Spitzhacken kaum zu durchbrechen ist, es verbleiben aber untereinander verbundene weitreichende Hohlräume. In diesen Verbindungsgängen ist bei den recht starken Winden, durch den verharschten Schnee hindurch, eine Anregung der Luftsäule zu erwarten, die sich dann störend auf die Geräte überträgt. Zu diesen Problemen treten mögliche "Crack"-Geräusche, die aus der Bewegung von Schnee- und Eisfeldern hervorgehen.

In den seismischen Registrierungen schlägt sich die Überlagerung der Störgeräusche aus all diesen Aspekten nieder. Es ist leicht vorstellbar, daß der Pegel des Nutzsignales deutlich höher liegen muß, als man es bei der üblichen Refraktionsseismik in den gemäßigten Breiten kennt (Bialas et al., 1990). Hier werden, je nach Sedimentbedeckung Reichweiten von wenigen Zehner km bis zu mehreren hunderter km erreicht (Bialas et al., 1990). Auf der Grundlage dieser Erfahrungen wurde für das erste Land / See - Experiment mit Airgun-Anregung in dieser Region eine sehr große Quelle verwendet (Kap. 4.1.). Dennoch war die Energie von knapp 100 l Kammervolumen nicht ausreichend, um in diesem speziellen Seegebiet ein Refraktionsprofil aufzunehmen.

Diese Beobachtungen haben sich leider bei den abgesetzten Ozean-Boden-Seismographen (OBS) wiederholt. Die Abspielung der verwendeten OBS zeigen ebenfalls nur eine Refraktion. Diese Phase kann schon ab Entfernungen von ca. 20 km nicht mehr vom Noise unterschieden werden. Für diese Aufnehmer kann als Eintrag der Störenergie nur die Bewegung von Eisfeldern und -bergen in Frage kommen.

Da der Energiegehalt der seismischen Einsätze sowohl bei den Landstationen, als auch bei den OBS in etwa gleich ist, muß die Hauptursache der schlechten Signalausbreitung im Seebereich zu finden sein. Dies zeigen vor allem auch die Vergleiche von Noise-Untersuchungen im Vorfeld der eigentlichen Profilmfahrten, bei der Insel Elephant Island. Hier wurden OBS'se in flachem Wasser (« 300 m Tiefe) und in der Tiefsee ( $\approx$  4000 m Tiefe) abgesetzt und ein kurzes Testprofil geschossen. Die Aufgezeichneten Einsätze aus dem flachen Seebereich haben einen viermal höheren Noisepegel, als die Aufzeichnungen in der Tiefsee. Aus früheren OBS Einsätzen in der Tiefsee ist dieser geringe Störpegel bekannt (Herber, priv. Komm.). Die Vergleiche zeigen deutlich, daß von den gründenden und schabenden Eisbergen ein Großteil der Störenergie ausgeht.

Neben den Eisbedingungen muß hier auch die komplexe Situation der geologischen und tektonischen Gegebenheiten berücksichtigt werden. Die Messungen finden immerhin in einem durch Subduktion und Back-Arc Spreading tektonisch stark beanspruchten Gebiet statt. Aus diesem Grund ist auch eine starke Dämpfung der abgestrahlten Energie zu erwarten, die zu den geringen Amplituden mit beiträgt.

Betrachtet man dazu durch Sprengseismik gewonnene Seismogramme (Guterch et al., 1991; Abb. 9), erkennt man auch auf diesen Sektionen zunächst ein sehr gutes Signal zu Noise Verhältnis ( $S/N \gg 10$ ) für die Ersteinsätze. Die Korrelation späterer Einsätze von Weitwinkelreflexionen wird durch die Inkohärenz der Signale erschwert. Auch ist zu späteren Laufzeiten das Signal zu Noise Verhältnis deutlich schwächer. Die Sprengseismik kann mit Ladungen von 25 bis 120 kg (Guterch et al., 1991) wesentlich vollständigere Seismogramme mit größerer Reichweite bereitstellen, als die Airgun-Technik. In diesem Zusammenhang muß auch das Airgun Array betrachtet werden. Die vier bis sechs ausgebrachten Kanonen wurden parallel hinter dem Schiff geschleppt. Die Auslösung der Kanonen erfolgte ebenfalls simultan. Die Signalanregung und damit die Energieabstrahlung erfolgte also in einer keineswegs optimalen Weise. Durch eine geometrische Anordnung der Kanonen und eine Verteilung des Gesamtvolumen auf mehrere kleinere Kanonen wäre eine Richtcharakteristik zu entwickeln gewesen, die mit einer zeitlich versetzten Zündung der Kanonen eine optimalere Abstrahlung und Bündelung der Energie ermöglicht hätte. Die Registrierung eines Einsatzes auf nahezu allen Aufnehmern läßt die Hoffnung zu, daß unter Einsatz eines solchen Arrays ein besseres Ergebnis zu erzielen ist. Der hierfür notwendige Aufwand ist allerdings so erheblich, daß bis auf wenige Ausnahmen nur professionell arbeitende Prospektionsfirmen über derartige Arrays verfügen, deren Charter entsprechend teuer ist.

Diese Begründungen können hier nur als Hypothesen vertreten werden. Ihr Nachweis kann nur durch kleinere Detailstudien erfolgen, zu denen das vorliegende Datenmaterial aber nicht ausreicht. Für zukünftige Projekte kann nur die Empfehlung gegeben werden, kleinräumig ein Experiment durchzuführen, bei dem alle äußeren Parameter (Aufnehmeranordnung und -position, Signalquelle, etc.) sorgfältig ausgewählt werden und das Ergebnis einen möglichst eindeutigen Schluß auf die Ursache der N/S Verhältnisse zuläßt. Im Zweifelsfall muß auf Sprengstoff zurückgegriffen werden.

#### 5.) Signalquellen und Datenerfassungsanlage der Reflexionsseismik

Die Signalanregung von Bord der "Polarstern" aus wurde mit vier Airguns durchgeführt, die vom IFREMER (Brest) zur Verfügung gestellt wurden (Henriet et al., 1992). Die Kanonen vom Typ Bolt Par 1500 C waren mit 9 l Kammern ausgerüstet und wurden durch die bordeigene Kompressoranlage mit einem Arbeitsdruck von 130 bar betrieben. Während der Messungen wurden jeweils vier Kanonen am großen Heckgalgen der "Polarstern" in 5 m Wassertiefe geschleppt. Zur Verringerung des Bubble-Effektes wurde ein Wave-Shape-Kit in die Kanonen eingesetzt, welches ein verzögertes Ausströmen der Druckluft herbeiführt und somit unter geringem Energieverlust ein größeres Kollabieren der Bubbleblase verhindert. Die Auslösung der Kanonen wurde durch einen PC gesteuert, welcher auch die Registrierapparatur triggerte. Der Computer war mit der INDAS Navigationsanlage verbunden und hat, auf der Basis der 5-Sekunden Protokolle über eine Softwaresteuerung die Apparatur und Airguns parallel ausgelöst. Das Schußintervall wurde entfernungsabhängig und in Abstimmung mit der Streamerkonfiguration zu 50 m gewählt. Bei 5 kn Fahrt entspricht dies einem Zeitintervall von ca. 20 Sekunden. Dieser Abstand ergibt für den 25 m Gruppenabstand des Streamers eine 12-fache Überdeckung, so daß die Vorteile der Stapelungstechnik beim späteren Processing angewendet werden können.

Zur Aufzeichnung der Daten standen zwei 24-kanalige E&G Geometrics ES-2420 Apparaturen zur Verfügung (GRAPE Team, 1990; Henriet et al., 1992). Ihnen vorgeschaltet war ein Oszillograph, der die Funktion eines Noise-Monitors wahrnahm. Auf seinem Schirm wurden alle 24 Kanäle gleichzeitig abgebildet und somit die Funktion der einzelnen Kanäle optisch kontrolliert. Die multiplexten Meßwerte wurden kontinuierlich im SEG-D Format auf zwei Cipher Magnetbändern mit 1600 bpi Schreibdichte gesichert.



Die Datenaufnahme erfolgte über den Prakla Seismos Streamer des Alfred-Wegener-Instituts (AWI), Bremerhaven. Dieser Streamer wird mit 96 Hydrophongruppen auf einer aktiven Länge von 600 m betrieben. Die einzelnen Hydrophone sind zu 24 Kanälen zusammengefaßt, deren mittlerer Gruppenabstand bei 25 m liegt. Mit einer führenden "Stretch"-Sektion und dem Schleppkabel wurde eine maximale Schuß - Geophon Entfernung von 800 m erreicht. Das Ein- und Aussetzen des Streamers erfolgte von Bord aus über die Heckschleppe. Die Tiefensteuerung der Syntron-Stabilisatoren wurde ferngelenkt auf etwa 12 m eingeregelt.

Eine Online-Kontrolle der Signalqualität erfolgte mit zwei EPC Papierschreibern. Dargestellt wurde ein mittlerer Kanal (8 oder 16) des Streamers, dessen Daten analog gefiltert und mit einem zeitlich variierendem Faktor verstärkt wurden. Die Darstellung auf den Schreibern erfolgte dabei in unterschiedlichen Zeitskalen, um sowohl Übersichtssektionen, als auch Detailblicke zu ermöglichen. Diese einfach überdeckten Sektionen vermittelten einen ersten Eindruck des Meßgebietes. Da das Ziel der Messungen auf die tiefere Struktur der Kruste ausgerichtet war, wurde ein Registrierfenster von 15 Sekunden gewählt. Somit konnten auch die Reflexionssignale von der Moho empfangen werden. Trotz des recht großen Gesamtvolumens der vier eingesetzten Airguns gelang eine relativ gute Auflösung der Sedimente. Besonders in den flacheren Regionen trat allerdings die Meeresbodenmultiple so stark hervor, daß sie alle weiteren Einsätze mit längeren Laufzeiten ganz und gar überdeckte. Durch den geringen Offset des Streamers (max. 800 m) konnten diese Multiplen auch im späteren Processing nicht befriedigend beseitigt werden (s. Kap. 6.3.).

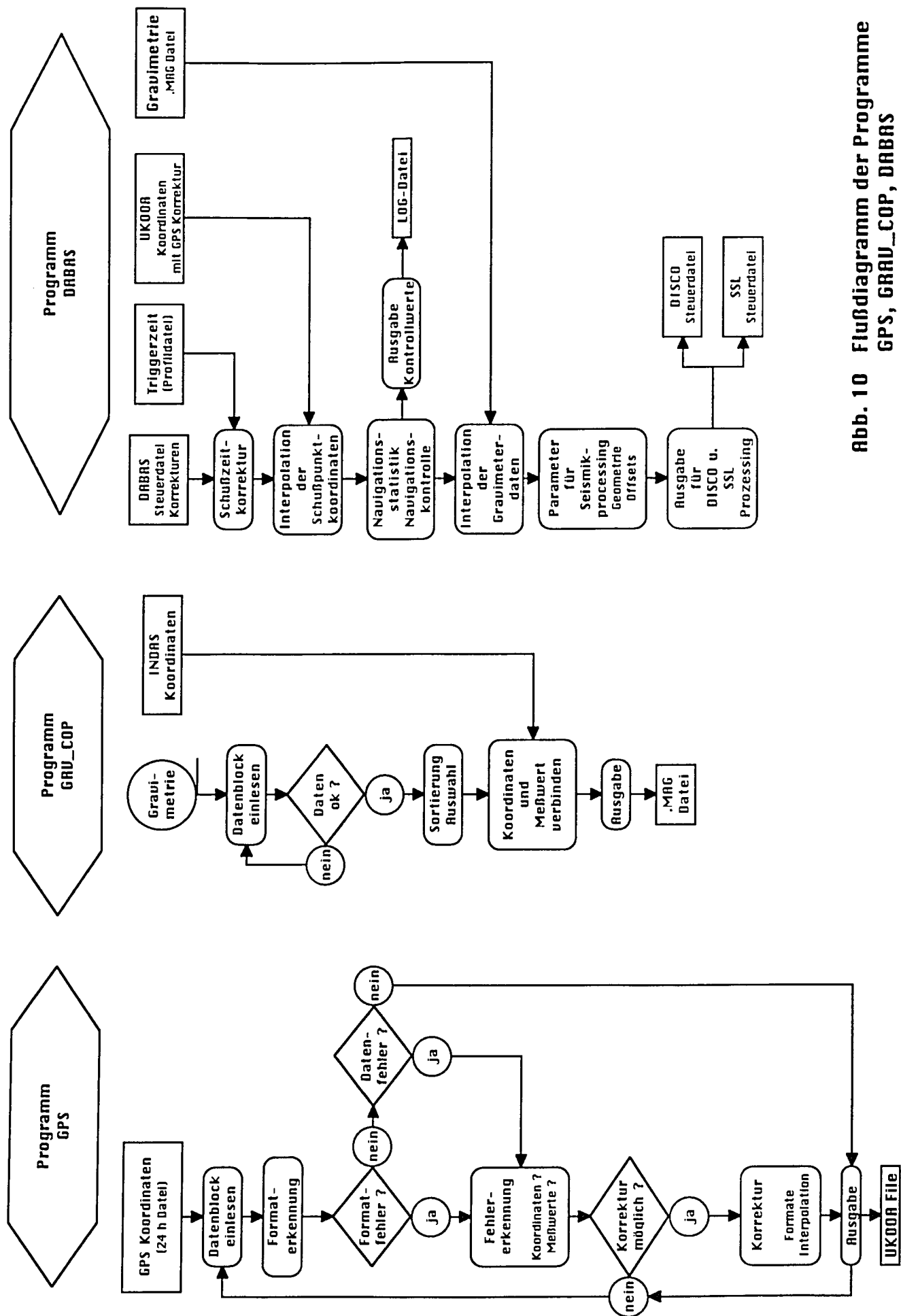
Im Vorfeld der eigentlichen Messungen wurden bei der Ankunft in den Gewässern der Halbinsel verschiedene Tests zur Reduzierung des schiffsseitigen Noiseintrages durchgeführt. Normalerweise fährt die Polarstern mit einer Motorendrehzahl von 600 U/min und einer Schraubendrehzahl von 168 U/min. Änderungen der Schiffsgeschwindigkeit werden nur durch Verstellung der Propellerblätter erreicht. Zur Erfassung des Schiffnoise wurde ein kleiner 8-kanaliger Streamer des Renard Center for Marine Geology (RCMG, Ghent) geschleppt und jeweils kurze Registrierungen von 4 Sekunden Länge durchgeführt. Mit den graphischen Darstellungsmöglichkeiten der Registrierapparatur konnte sofort eine erste optische Qualitätskontrolle durchgeführt werden und die weiteren Testparameter entsprechend angepaßt werden. Die Auswertung mit Amplitudenspektren des Frequenzgehaltes erfolgte nach der Rückkehr im AWI (Jokat, priv. Komm.). Das Ergebnis bestätigte den bereits an Bord gewonnenen Eindruck, daß bei einer Fahrt von 5 kn, einer Maschinendrehzahl von 485 U/min und einer Schraubendrehzahl von 135 U/min,

sehr gute Ergebnisse erzielt werden. Eine Wiederholung des Tests bei stürmischem Wetter konnte diese Ergebnisse nicht bestätigen. Hier überwiegen die Einflüsse der Schiffsbewegung im Seegang die normalen Betriebsvibrationen. Entsprechend wirkt sich auch die relative Windrichtung zum Schiff aus. Da die Richtung der Meereswelle durch die Windrichtung vorgegeben wird, muß das Schiff bei achterlichen Winden entsprechend weniger in der See arbeiten (Stampfen) und verursacht somit auch weniger Störgeräusche. Die Amplitudenspektren zeigen relevante Maxima bei etwa 6 bis 10 Hz. Die Frequenz der seismischen Signale aus der tieferen Kruste ist für diese Art von Messungen bei etwa 5 bis 16 Hz zu erwarten (Bialas et al., 1990). Diese Spitzen des Schiffsnoise sollten also noch durch Bandpassfilterung zu eliminieren sein.

## 6.) Datenprozessing der Reflexionsseismik

### 6.1.) Navigations- und Geometriebearbeitung

Die Auslösung der Schüsse für die Reflexionsseismik erfolgte entfernungsabhängig, alle 50 m. Die notwendige Distanzinformation wurde aus dem Bordinformationssystem INDAS entnommen. Etwa alle 30 Minuten erhält die Navigationsanlage neue Positionswerte. Zwischen diesen Stützpunkten wird die Position mit der schiffseigenen Navigation (Kompaskurs, Schiffslogge, Driftmesser, etc.) weiter gekoppelt. Die Werte werden alle 5 Sekunden über das Bordnetz in die Wissenschaftslabore verteilt. Außer den Positionsangaben werden Informationen über Wasser und Luft mitprotokolliert. Dies gilt auch für die Skalenwerte der Seegravimeter. Da in die Navigationsdaten zum Großteil nur relative Messungen (Schiffsbewegung im Wasser) eingehen, sind diese Werte noch mit Fehlern behaftet, die an den Stützpunkten der Satellitennavigation zu Sprungstellen führen. In einer ersten Nachbearbeitung werden solche Koppelfehler durch lineare Interpolation ausgeglichen. Zur weiteren Steigerung der Genauigkeit registriert die Navigationsanlage die besonders exakten Angaben aus dem Global-Positioning-System (GPS). In den hohen Breiten des Meßgebietes ist ein Satellitenempfang allerdings nur während kurzer Zeitfenster möglich, so daß diese Werte erst bei der Nachbearbeitung mit berücksichtigt werden können.



**Abb. 10 Flußdiagramm der Programme  
GPS, GRAU\_COP, DABAS**

Auf der Reise ANT-VI/2 traten in der Übertragung der Navigationsdaten an den Bordcomputer umfangreiche Fehler auf, die zunächst eine systematische Weiterverarbeitung der Informationen verhinderten. Durch die Entwicklung neuer Software (GRV\_COP und GPS; Abb. 10) war es möglich, die gesuchten Werte (Koordinaten, Schwerewerte, etc.) in den INDAS und GPS Aufzeichnungen auf Zuverlässigkeit zu überprüfen. Wenn möglich, sind Übertragungsfehler korrigiert worden, oder nur der korrekt übermittelte Inhalt aus dem gestörten Datenstrom der Navigationsanlage herausgefiltert und in das übliche Datenformat gewandelt worden. Erst nach diesen sehr zeitaufwendigen Arbeiten war es möglich, die Informationen zum Schiffskurs mit der Registrierung des Global Positioning System (GPS) zu korrigieren. Die komplette Durchführung dieser Arbeiten hat selbst nach der Meßfahrt noch mehrere Monate in Anspruch genommen. Glücklicherweise wurde die Übermittlung der Zeit- und Fahrtinformationen zur Schußtriggerung von diesem Problem nicht betroffen. Die Abnahme des verkürzten Protokolls konnte kontinuierlich aus den Endgeräten der INDAS-Anlage erfolgen.

Anschließend mußten die so erhaltenen Informationen zum zurückgelegten Schiffskurs für die Datenbank des seismischen Processing Systems im Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, und im Institut für Geophysik, Kiel, aufbereitet werden. Für diese Aufgaben ist das Software-Programm DABAS (Abb. 10) entwickelt worden. Es verbindet die 5-Sekunden-Protokolle der INDAS-Anlage mit den endgültig korrigierten Koordinaten (s.o.). Unter der Vorgabe der Meßanordnung während der reflexionsseismischen Profilfahrt werden die Schuß- und Hydrophonlokationen ermittelt. Gleichzeitig werden die entsprechenden CMP's ermittelt und der jeweiligen seismischen Spur zugeordnet. Die CMP-Bestimmung erfolgt nicht nur anhand der Geometrie von Quelle, Empfänger und des Profilfortschrittes, sondern kann nachträglich beeinflusst werden. In der Steuerkarte des Programmes kann die quadratische Feldgröße eines CMP festgelegt werden. Diese Option erlaubt es, die Überdeckung künstlich zu erhöhen. Aus der Verbindung mit den allgemeinen Informationen der INDAS-Protokolle können alle beliebigen Daten den CMP-Punkten der seismischen Linie zugeordnet werden. Im vorliegenden Fall wurden die Entfernungswerte, die Meerestiefen und Schwerewerte zusätzlich zu den Positionsangaben ausgewertet. Dabei enthält das Programm die Faktoren, um aus den Skalenwerten die aktuellen Schwerewerte zu bestimmen. Die Ausgabe erfolgt im DISCO und SSL Format (Abb. 10), d.h. es werden fertige Steuerkarten für diese beiden Processing-Pakete erzeugt, die eine sofortige Eingabe in die jeweilige Datenbank erlauben. Auf diese Weise können die gespeicherten Informationen jederzeit in den seismischen Sektionen lagerichtig dargestellt werden (s. Kap. 7 und 8).

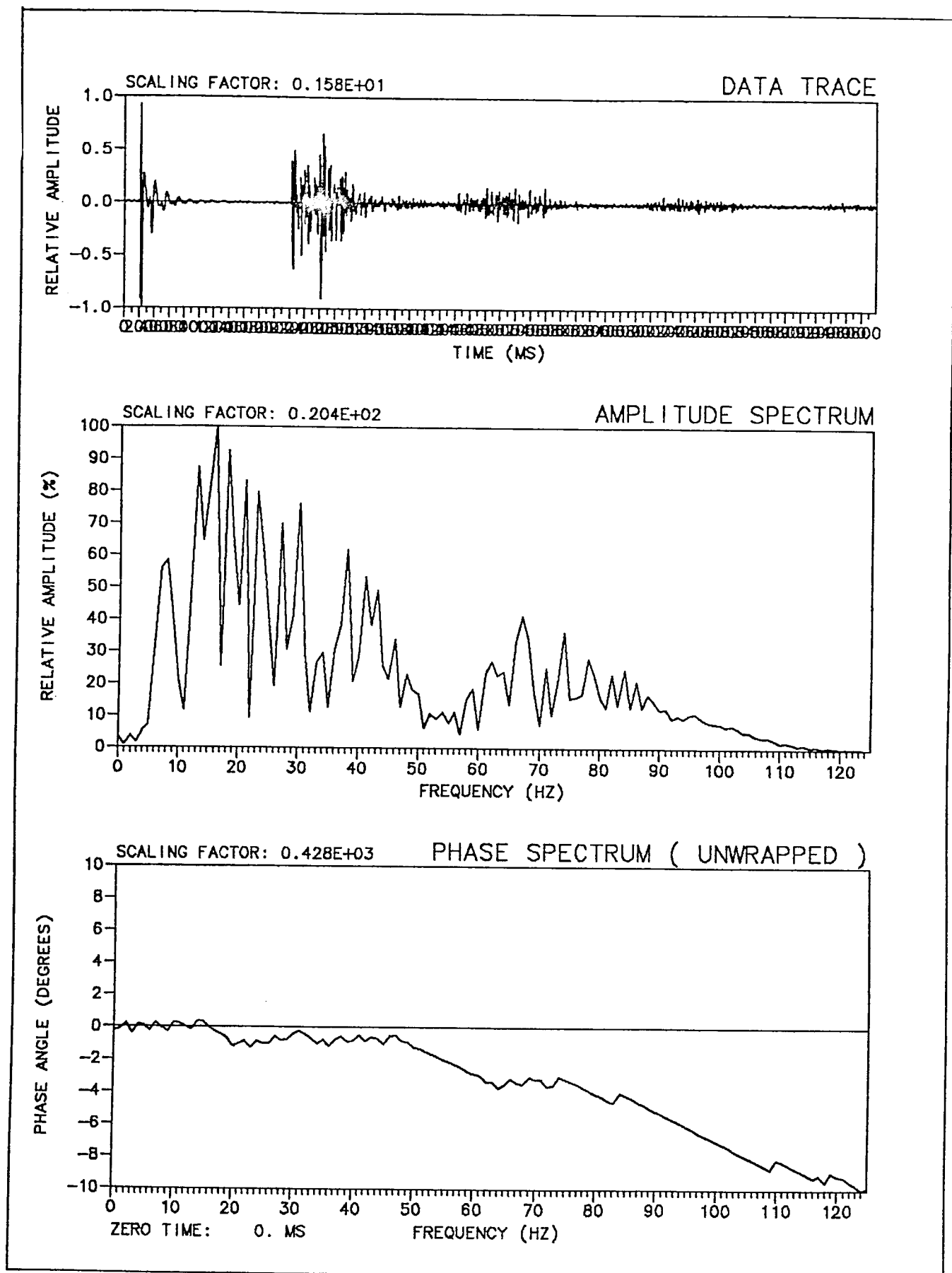
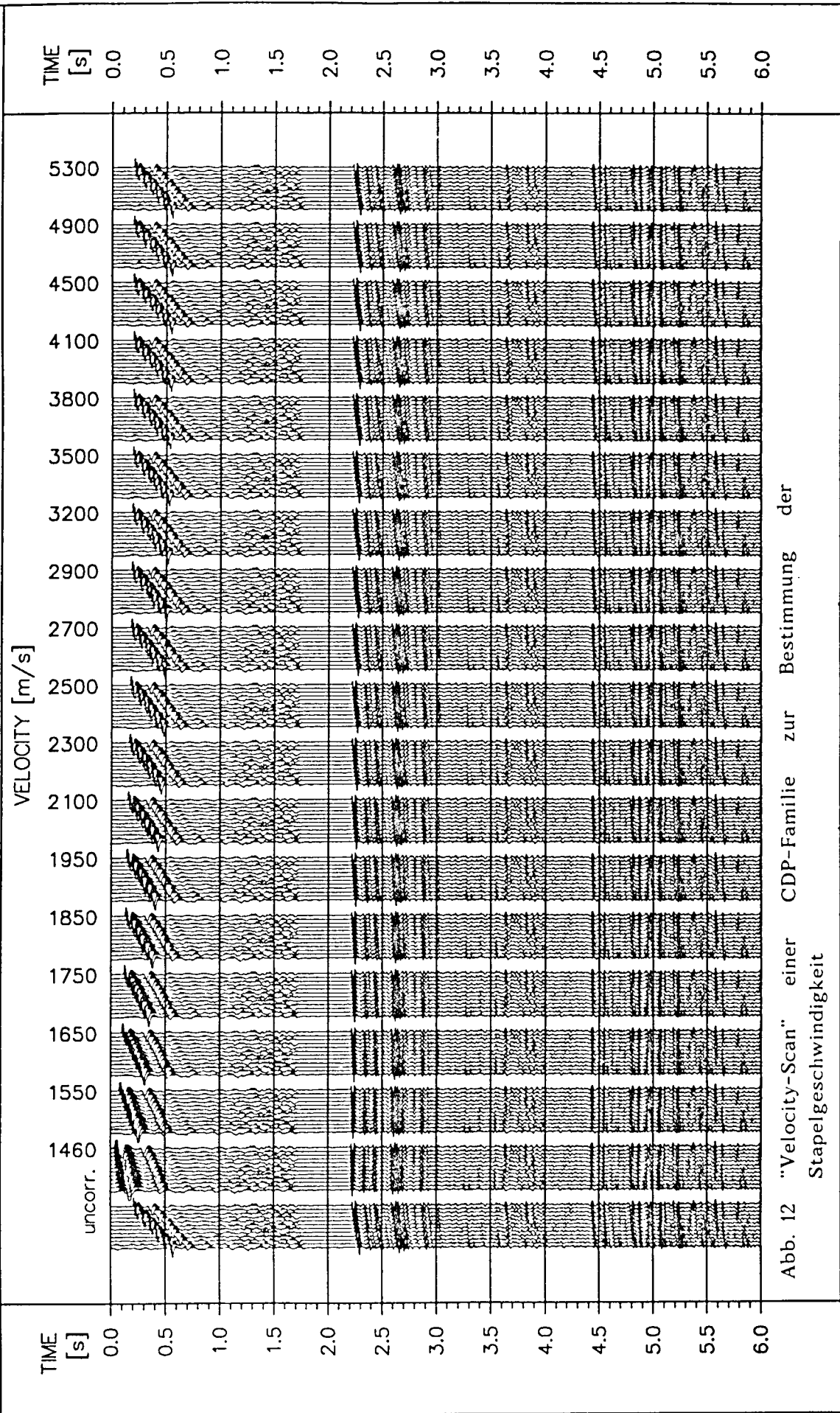


Abb. 11 Beispiel eines Frequenzspektrums für die reflexionsseismischen Profile  
 oben: Originalspur; Mitte: Frequenzspektrum; unten: Phasengang

# CONSTANT VELOCITY GATHER

CDP 1900 / SP 884

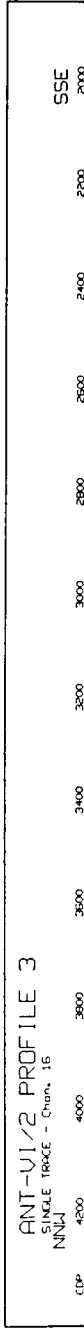
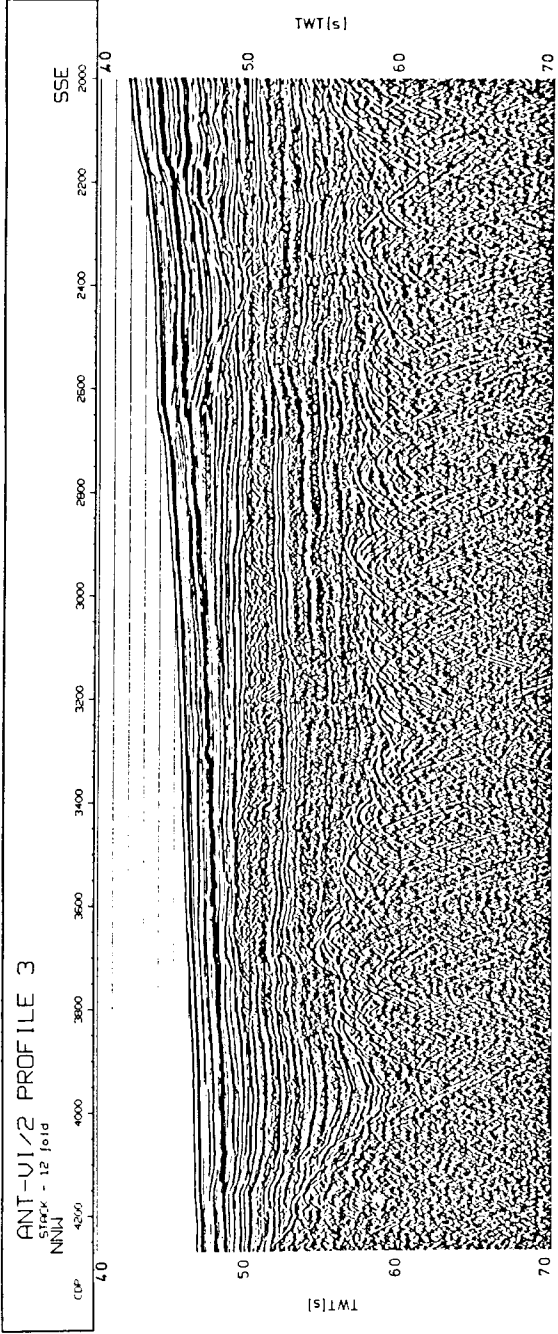


Der Schußabstand von 50 m (Kap. 5) ergibt eine 6-fache Überdeckung der einzelnen CDP's. Da aber bereits auf Monitor- und Einzelabspielungen sehr starke Meeresbodenmultiplen zu sehen waren, wurde gleich eine höhere Überdeckung angestrebt, um eine bessere Unterdrückung der Störenergie (Hintergrundnoise, Multiple) beim Stapeln zu erreichen. Der ursprüngliche CDP Abstand von 12.5 m wurde auf 25 m erhöht, also jeweils zwei CDP's zu einem neuen zusammengefaßt. Die Überdeckung erhöhte sich damit auf 12. Eine weitere Ausdehnung des CDP Feldes erschien nicht vertretbar, da sonst die konstruktive Signalsummation gefährdet ist.

## 6.2.) Standardprozessing

Nach den Korrekturarbeiten an den Navigationsdaten und der Zuordnung von CMP und Schußpunkten konnte die Sortierung der Meßdaten erfolgen. Im Anschluß an die Umsortierung der registrierten Spuren in CMP-Gitter sind die Daten von Spikes und toten Zeitreihen bereinigt worden. Einstreuungen von Stromleitungen ( $16 \frac{2}{3}$  Hz; 50 Hz) liegen naturgemäß nicht vor, die Frequenzanalyse der Einzelspuren zeigt ein Spektrum ohne ausgeprägte Störpegel (Abb. 11). Aus diesen Gründen ist auf eine Frequenzfilterung verzichtet worden. Ebenso wenig wurde eine Dekonvolution zur Multiplenunterdrückung durchgeführt (s. Kapitel 6.3). Zur Vorbereitung der "Brute"-Stacks sind umfangreiche Tests zur Bestimmung der Stapelgeschwindigkeit durchgeführt worden. Zur Berücksichtigung der Profillängen ( $> 5000$  CMP's  $\approx 125$  km) und der Krustentopographie sind im Abstand von einigen hundert CMP's Geschwindigkeitsanalysen berechnet und geplottet worden (Abb. 12). Der räumliche Abstand dieser Kontrollpunkte ist dem jeweiligen Grad der Topographie angepaßt worden. Somit sind starke Neigungen durch eine dichtere Positionierung der Geschwindigkeits-Tiefenfunktionen detaillierter abgetastet, als es bei ebeneren Abschnitten der Fall ist. Für jedes ausgewählte CMP-Gitter wird hierbei über die gesamte Spurlänge ein "Normal-Move-Out" (NMO) mit konstanter Geschwindigkeit berechnet. Im Falle söhliger Lagerung treten dabei die Reflexionseinsätze bei richtiger Korrekturgeschwindigkeit horizontal auf. Eine Verbindung dieser Stellen ergibt ein Diagramm für die Verteilung der Stapelgeschwindigkeiten mit der Laufzeit. Bereits an dieser Stelle zeigen sich erste Probleme für eine weitere detaillierte Bearbeitung und Untersuchung der Meßwerte. Die beobachteten Laufzeitunterschiede sind vielfach zu gering, um eine eindeutige Aussage über die richtige Geschwindigkeit zu treffen. Durch den maximalen Offset von 800 m (s. Kap. 5) liegt die Phasenverschiebung durch die NMO offenbar noch innerhalb der halben Wellenlänge des Signals.





Eine negative Interferenz bei der Stapelung kann daher nicht vorausgesetzt werden. Somit kann auch der Erfolg der Multiplenunterdrückung durch die Stapelung nicht allzu deutlich ausfallen. Mit viel Mühe sind dennoch Geschwindigkeitskurven erstellt worden, die jedoch nicht mit der sonst üblichen Feinheit aufwarten können.

Das Ergebnis der 12-fachen Stapelung ist im oberen Bereich der Sektionen nicht wesentlich besser, als die Einzelabspielungen der Kanäle (Abb. 13). Jedoch bei späteren Laufzeiten können Ereignisse deutlicher herausgearbeitet werden und auf einigen Linien sind noch schwächere Einsätze erkennbar.

### 6.3.) Multiplenunterdrückung

Das Hauptaugenmerk der Messungen sollte auf dem tieferen Untergrund der Bransfield Straße (BS) und des Süd Shetland Trench (SST) liegen. Besonders im flachen Wasser in der BS treten die Multiplen in einem Zeitfenster auf, in dem auch Reflexionen der Kruste-Mantel Grenze erwartet werden. In der Folge wurde daher versucht durch Spezialprocessing die Energie der Meeresbodenmultiplen zu unterdrücken.

Nach den in Kap. 6.2 beschriebenen negativen Erfahrungen bezüglich der "Zerstapelung" der Multiplen ist an einer kleinen Skizze überprüft worden, wie sich eine mögliche Reflexion in der Laufzeit-Entfernungskurve von einer Multiplen trennen läßt. Ein simpler Zweischichtfall kann hier bereits Auskunft geben (Abb. 14). Die Wassersäule mit  $V_P = 1450 \text{ m/s}$  hat 1 km Mächtigkeit, darunter wird eine Sedimentlage mit  $V_P = 2000 \text{ m/s}$  angenommen, deren Unterkante durch eine Diskontinuität 1. Ordnung in 2.3 km Tiefe gebildet wird. Dieses Modell ist für die Bransfield Straße mit ihrer unterschiedlichen Sedimentbedeckung in erster Näherung durchaus realistisch. Die Reflexion der zweiten Diskontinuität und die 1. Meeresbodenmultiple treffen gemeinsam nach  $t_0 = 2.9 \text{ s}$  ein. Bis zur Entfernung von 500 m liegt der Unterschied bei weniger als 0.07 s. Erst bei einer Distanz von 800 m bzw. 1000 m werden Laufzeitunterschiede von 0.18 s bzw. 0.27 s beobachtet. Bei den mit 4 ms digitalisierten Daten bedeutet dies weniger als 20 Sample (bis 500 m), 45 Sample (800 m) und 68 Sample (bis 1000 m). Die Hauptfrequenz der Spuren (etwa 30 Hz) erstreckt sich bei der gewählten Abtastrate über 8 - 10 Sample. Demzufolge entspricht der Abstand zwischen erster Multiple und zweiter Reflexion ab etwa 500 m Abstand einem vielfachen der Wellenlänge des Signales, eine Differenzierung durch Spezialprocessing sollte also möglich sein.

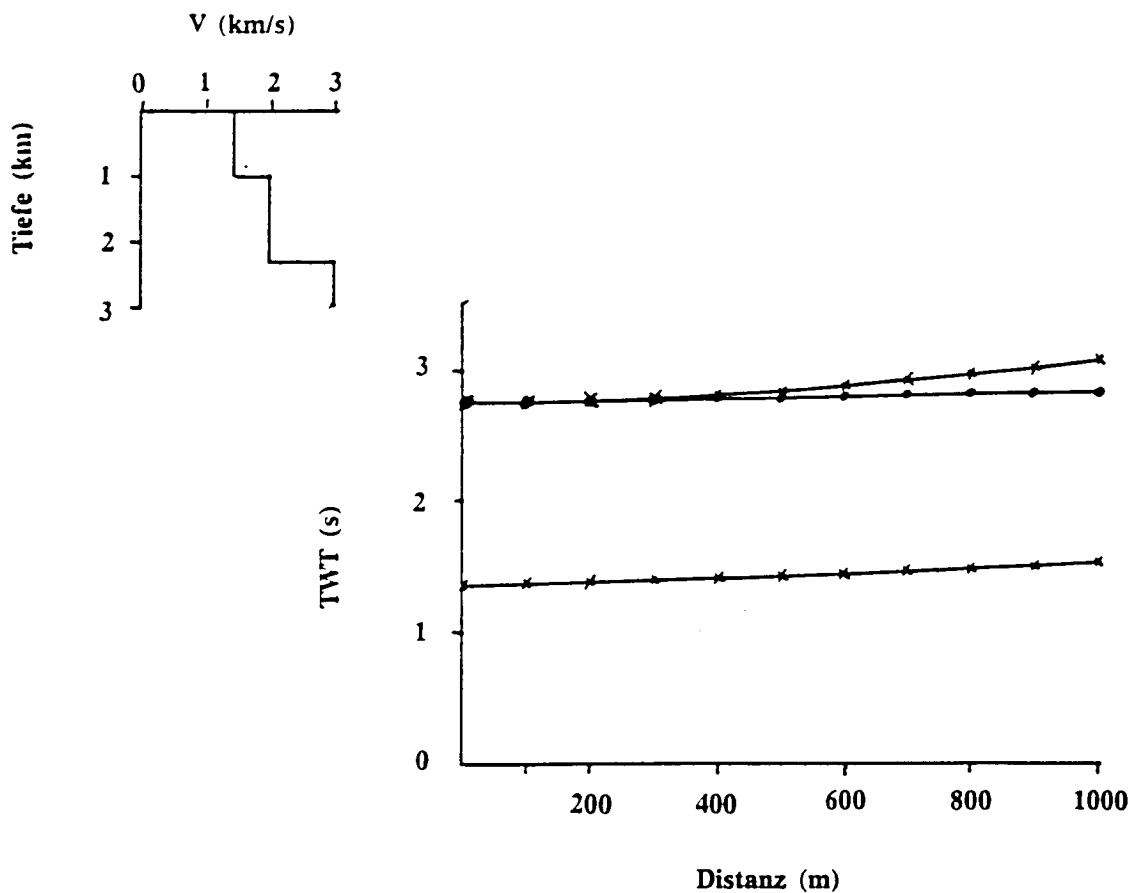


Abb. 14 Modell zur Abschätzung von Laufzeit und Entfernung

Die Versuche sind mit zwei unterschiedlichen Verfahren durchgeführt worden. Die Vorhersagedekonvolution sollte eine Abschätzung über die Einsatzmöglichkeit dynamischer Verfahren geben, wohingegen die Anwendung der "singular Value" Analyse eine Subtraktionsmethode darstellt. Als Testprofil ist ein Abschnitt der Linie 9 ausgewählt worden (Abb. 15). Am südlichen Rand der Bransfield Straße lassen sich hier auf kurzer Entfernung sowohl Flachwasserbereich, Hangneigung und Tiefwasserbereich in den Test einbeziehen. Gleichzeitig sind hier auch alle markanten Reflexionsmuster aus dem Datensatz vertreten.

# ANT-VI/2 PROFILE 9

STACK - 12 fold

CDP 1769 1869 1969 2069 2169 2269 2369 2469 2569

0.000 0.000

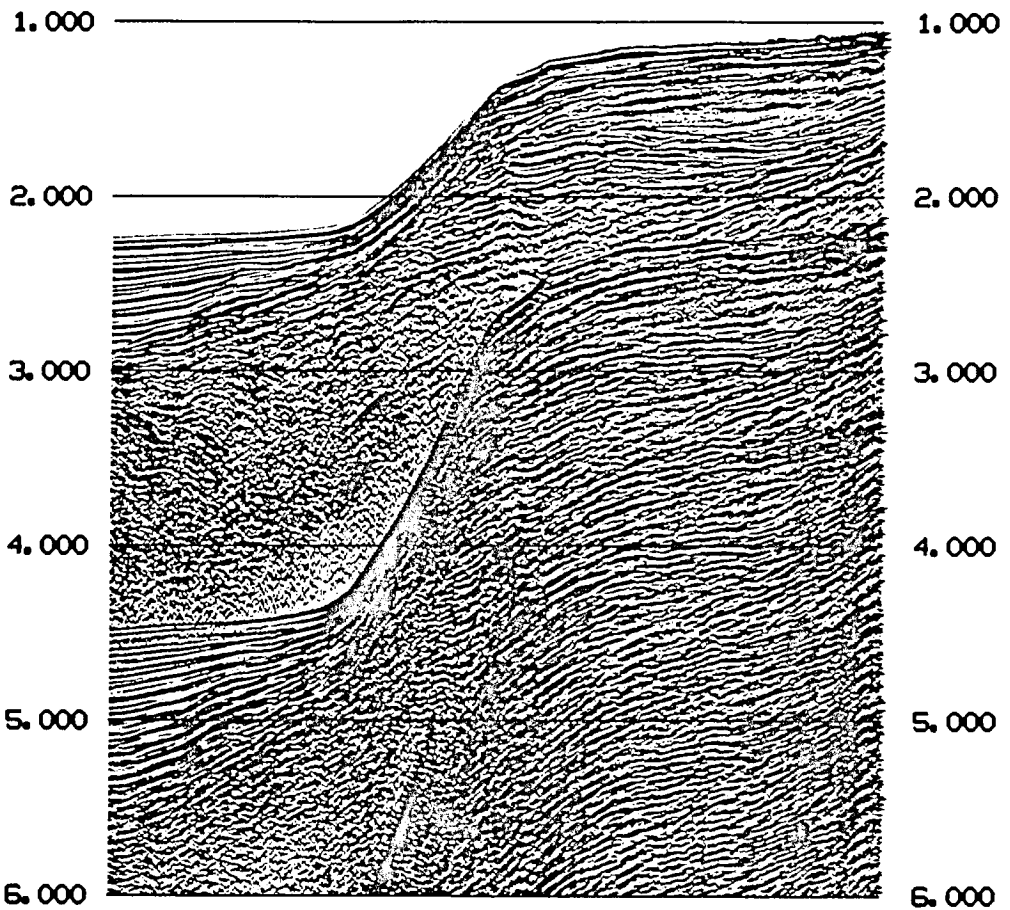
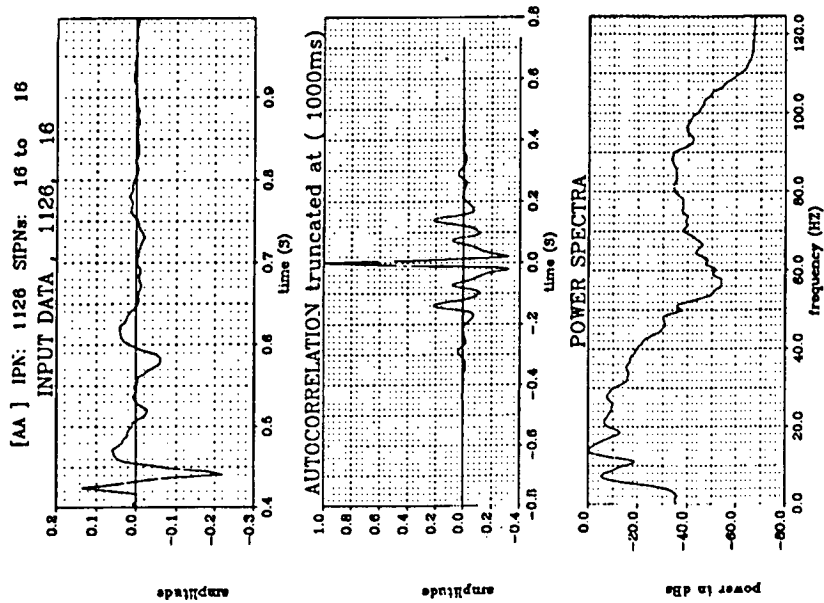
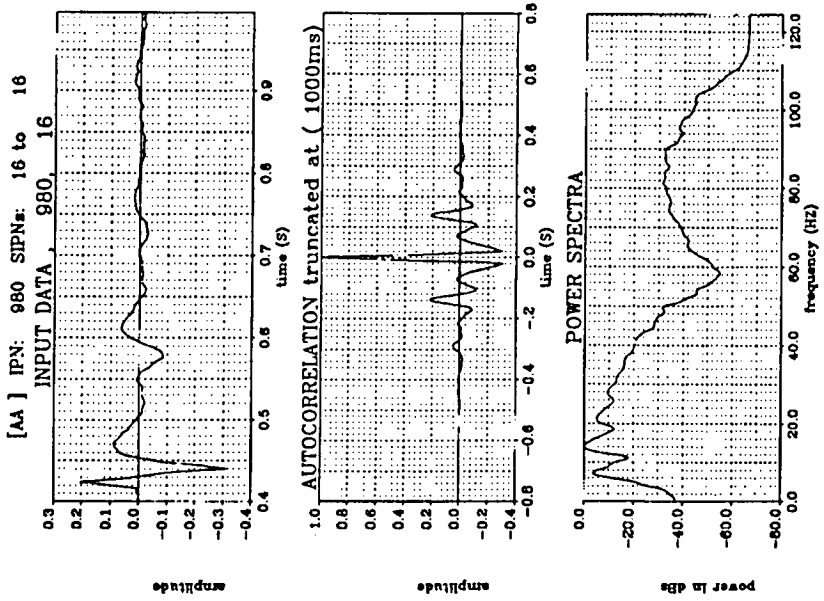


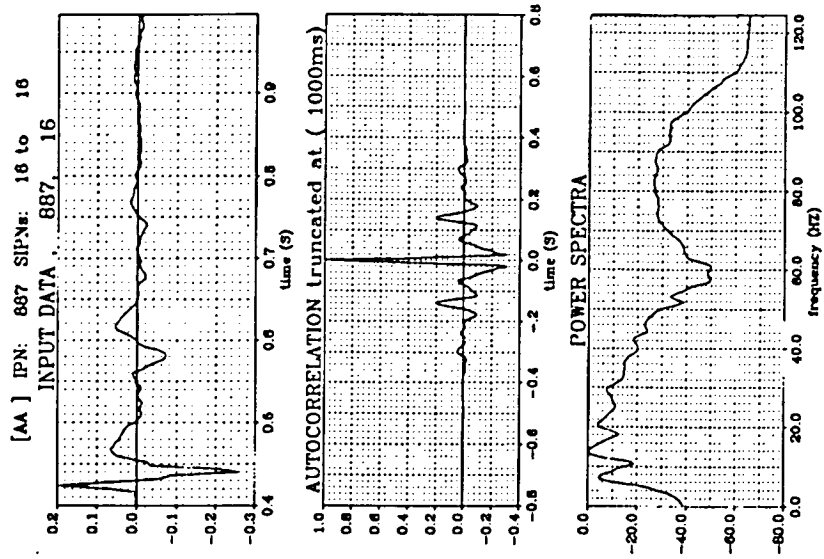
Abb. 15 Testausschnitt des Profil 9 zur Untersuchung der Multiplenunterdrückung



CDP 2400



CDP 980



CDP 887

Abb. 16 Autokorrelation und Frequenzspektrum für drei Beispielspuren aus dem Testabschnitt (Abb. 15) abgebildet ist der Ausschnitt des Wasserschalls

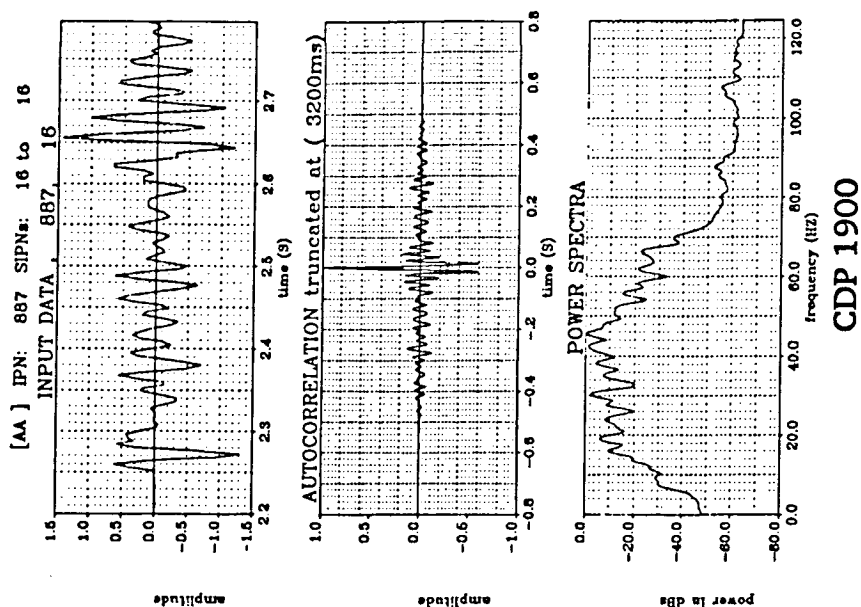
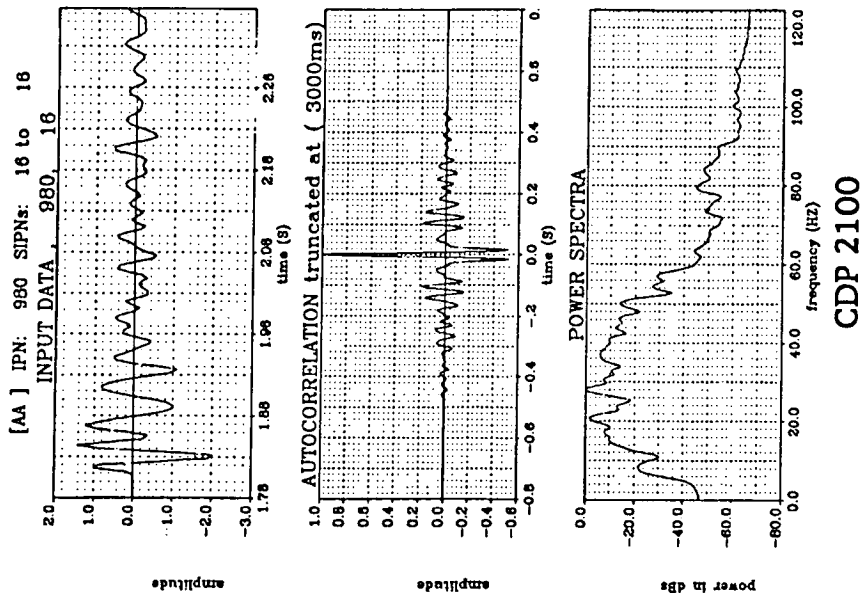
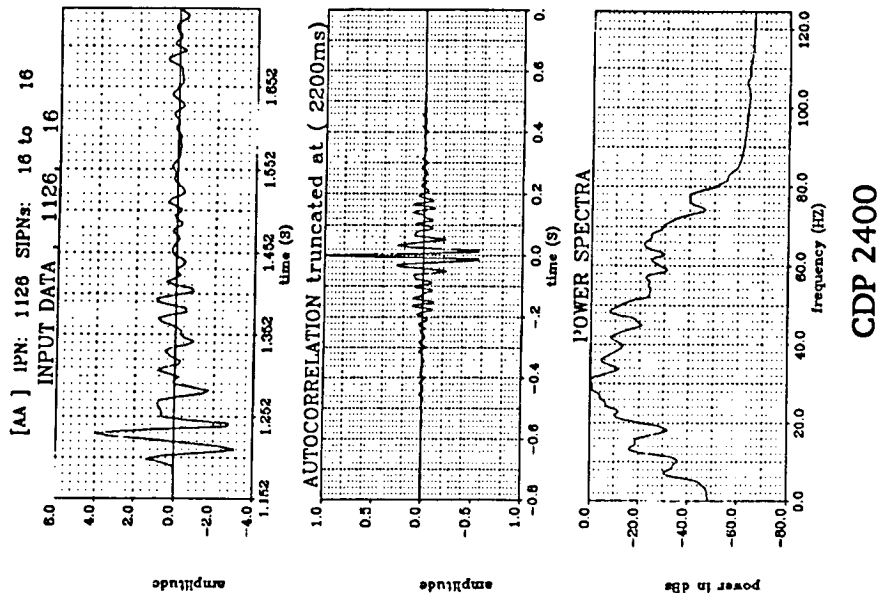


Abb. 17 Autokorrelation und Frequenzspektrum für drei Beispielspuren aus dem Testabschnitt (Abb. 15) abgebildet ist der Ausschnitt für die Reflexion des Meeresbodens

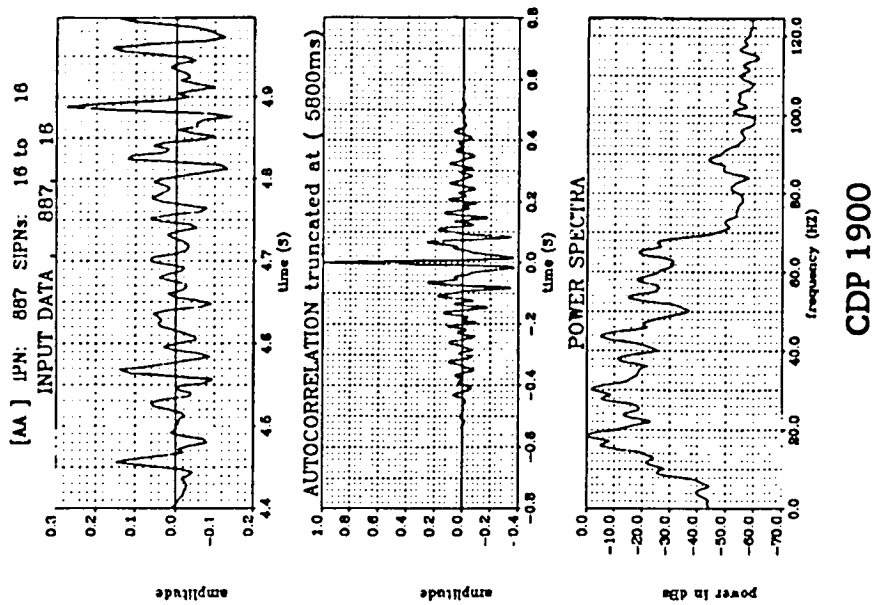
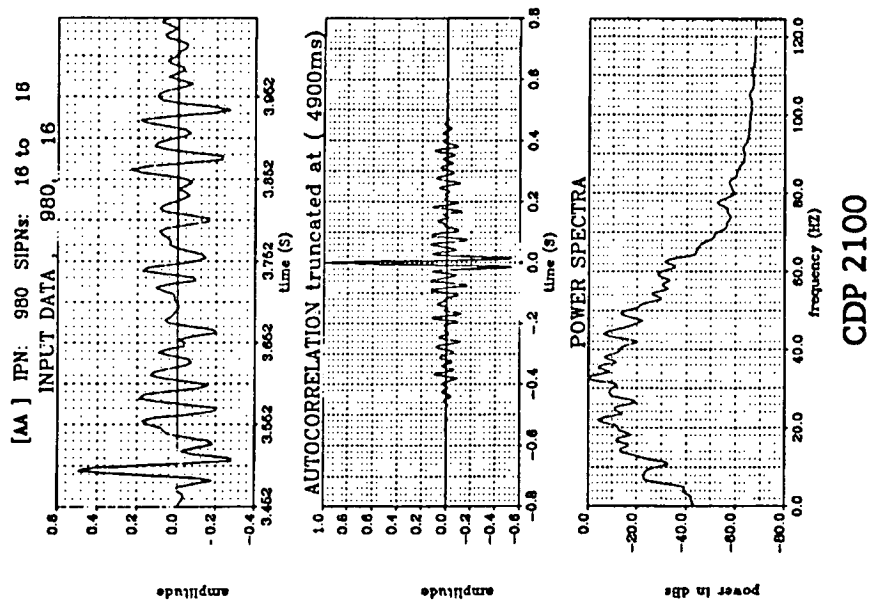
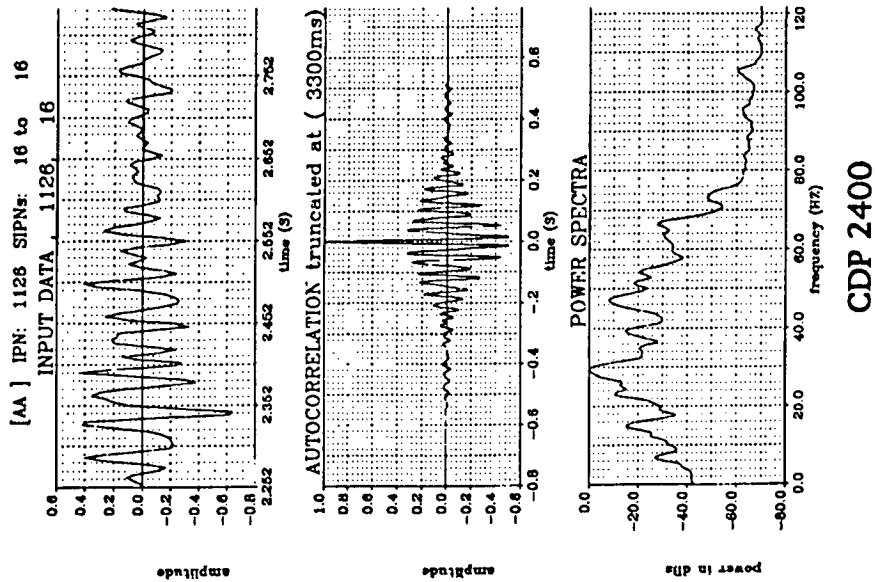


Abb. 18 Autokorrelation und Frequenzspektrum für drei Beispielspuren aus dem Testabschnitt (Abb. 15)  
dargestellt ist der Ausschnitt der ersten Multiple



Zur Vorhersagedekonvolution (DEKO) sind die optimalen Werte für Operatorlänge und Vorhersagedistanz durch die Autokorrelationsfunktion und in mehreren Testbearbeitungen von Einzelschüssen ermittelt worden. Hierbei soll noch angemerkt werden, daß die Bearbeitung nur an ungestapelten Daten erfolgte. Durch andere Prozessingschritte wäre das Amplitudenbild zu stark verändert worden, um den Operator greifen zu lassen. Die Auswahl der Parameter soll an drei Beispielen deutlich gemacht werden (CDP 1900, 2100 und 2400; Abb. 16 bis 18). Dabei sind je ein Datensatz aus dem Tiefwasser-, Hang- und Flachwasserbereich vorgesehen. Von jedem CDP werden drei Zeitfenster untersucht. Das erste betrachtet den Wasserschall des Airgunsignales und der nachfolgenden Bubblesignale. Durch die geringe Dämpfung innerhalb der Wassersäule gibt die schußnächste Spur (ca. 200 m Offset) ein recht gutes Bild des abgestrahlten Signales wieder. Das zweite Fenster stellt die Veränderungen des Signals mit der Meeresbodenreflexion gegenüber. Im direkten Vergleich der beiden Zeitfenster lassen sich Erkenntnisse über die Überlagerung des Bubble in der Meeresbodenreflexion mit den Sedimentreflexionen sammeln. Diese Aufschlüsse sind für die weiteren Interpretationsarbeiten und den Anriß wichtig. Als drittes Zeitfenster wird das Signal der Meeresbodenmultiple selbst erfaßt. Der Vergleich mit dem Ausschnitt der Meeresbodenreflexion informiert über die Kontinuität der Signalform in den Multiplen. Der Erhalt der Form ist insofern wichtig, als der Vorhersageoperator umso effektiver arbeiten kann, je besser das Signal erhalten und damit vorhergesagt ist. Anderenfalls sind die Abweichungen zwischen Vorhersage und tatsächlichem Wellenfeld zu groß, um eine wirkungsvolle Signalunterdrückung zu erreichen.

An den ausgewählten Beispielen (CDP 1900, 2100 und 2400; Abb. 16 bis 18) wird zunächst der Wasserschall, als direktes Signal der Airguns betrachtet. Der Ersteinsatz weist einen ersten scharfen positiven Einsatz von ca. 10 ms Breite auf, der dann von einer etwas stärkeren negativen Schwingung abgeschlossen wird. Der Amplitudenverlauf mit der Zeit zeigt bereits bei der dritten Periode eine Abnahme der Amplitude auf ein Drittel des Ersteinsatzes. Dieses sehr gute Abstrahlverhalten wird noch einmal in der Autokorrelation (AKF) deutlich herausgestellt. Nach ca. 180 ms tritt in der AKF nur noch eine Korrelation von 0.2 auf (Abb. 16). Da die Schlepptiefe als einziger Parameter optimiert wurde, bestätigt dieses Verhalten die Richtigkeit der Wahl. Auch der Vergleich mit anderen ungetunten Arrays, die auch nach vier oder fünf Perioden keinen wesentlichen Abfall der Amplitude zeigen (Jokat, priv. Komm.), zeigen wie einfach diese großen Kanonen miteinander eingesetzt werden können. Die Autokorrelation des Meeresbodeneinsatzes zeigt nur eine geringe Korrelation von Ersteinsatz und nachfolgenden Bubbleschwingungen (Abb. 17). Bereits die

Darstellung der Originalspur zeigt nach dem scharfen Ersteinsatz eine extreme Abflachung im Verlauf der Amplituden. Die hier dokumentierte langsame Nachschwingung der Bubbleblase hält jedoch nur etwa für die Dauer von zwei Perioden an. Danach ist ihre Amplitude auf weniger als 20 % der ersten Schwingung zurückgegangen. Das Verhältnis zum Ersteinsatz beträgt zu diesem Zeitpunkt bereits 90 % (Abb. 17). In dem, vom Untergrund zurückgeworfenen Reflexionsmuster ist demnach keine größere Störung durch den Bubble zu erwarten. Die Einsätze werden im wesentlichen als einfache Signale mit eventuell einem schwachen Nachschwinger auftreten.

Das Frequenzspektrum zeigt eine deutliche Konzentration der Energie bei Frequenzen unterhalb von 50 Hz. Über eine Breite von 10 Hz (50 - 60 Hz) wird ein Leistungsabfall von -40 dB beobachtet. Das Maximum der Energie konzentriert sich auf ein schmales Frequenzband zwischen 8 und 30 Hz. Hier paust sich die Charakteristik der großen Kammervolumina deutlich durch. Bei einer Sedimentgeschwindigkeit von 2000 m/s und einer Signalfrequenz von 5 - 40 Hz ist eine mittlere Wellenlänge von ca. 350 m (400 bis 50 m) zu erwarten. Die Amplitudenbreite einer Halbschwingung des Ersteinsatzes im Wasserschall beträgt etwa 25 ms und sollte bei dieser Geschwindigkeit noch eine Auflösung von Reflektoren im Abstand von 40 m möglich machen. Trotz der, auf die tiefere Krustenstruktur ausgelegten Meßanordnung, gelingt damit eine Signalanregung, die auch einen Überblick über die Sedimentstruktur geben kann.

Wichtig für die Parameterbestimmung der Dekonvolution ist die Festlegung der Signallänge, bzw. der Nulldurchgänge der Autokorrelationsfunktion (AKF; Abb. 16 bis 18). In der AKF des Wasserschalls ist der erste Nulldurchgang nach 20 ms, der zweite nach 60 ms zu finden. Weitere, noch relevante Durchgänge liegen bei 80, 120 und 160 ms. Zu späteren Zeiten wird die Korrelation vernachlässigbar gering (s.o.). In der Originalspur tritt der Ersteinsatz des Wasserschall mit einer Periode von 35 ms auf. Durch die Auswirkungen der Bubbleblase wird diese Zeit sofort von einem Nachschwinger mit 100 ms Periodendauer abgelöst. Diese Signalform wird in der Wiederholung insgesamt dreimal beobachtet, ehe die Amplitude vernachlässigbar klein wird (s.o.). Unterbrochen wird der glatte Verlauf dieser Schwingung durch kleinere Überlagerungen, deren resultierende Amplitude aber nur weniger als 5 % des Ersteinsatzes erreicht. Bereits bei der dritten Periode hat die Signalamplitude auf weniger als 10 % des Ersteinsatzes abgenommen. Der Bubble kann daher mit einer relevanten Signallänge von zwei bis drei Perioden, also 200 bis 300 ms, angenommen werden. Dieser Wert geht später in Bestimmung der Vorhersagedistanz mit ein.

Die Betrachtung der Meeresbodenreflexion (Abb. 17) liefert nicht ganz so eindeutige Strukturen. Auch hier wird die Hauptamplitude von einem schwächeren Vorläufer begleitet. Die Periodenverhältnisse entsprechen, wie erwartet, denen des Wasserschalls (s.o.). Die Autokorrelationsfunktion findet die Nulldurchgänge der ersten Korrelationen bei 2, 60, 80, 100, 120, 140 und 160 ms (Abb. 17). Die Güte der Korrelation nimmt dabei stark ab. Bereits die Korrelation bei 0.1 s erreicht mit einer Amplitude von 0.18 keine 20 %. Es fällt auf, daß die Korrelationsamplituden jeweils mit zwei positiven Amplituden nahezu identischer Güte auftreten. Dies unterstützt die Erwartung, daß der Bubble lediglich zu einer Doppelamplitude je Reflexionshorizont führt (s.o.). Die Periodendauer hat sich nur unwesentlich verändert. Der Vergleich mit dem Ersteinsatz des Wasserschalls zeigt eine nahezu konstante mittlere Schwingungsdauer von ca. 50 ms (vergl. oben). Auch in dem Ausschnitt der Originalspur (Abb. 17) ist deutlich der Charakter der Doppelschwingung je Reflektor zu erkennen. Das Frequenzspektrum ist ebenfalls auf das Frequenzband von etwa 10 - 50 Hz konzentriert. Nicht mehr beobachtet werden erneute Konzentrationen von Frequenzen um 80 Hz herum (Abb. 17).

Im Bereich der Meeresbodenmultiple (Abb. 18) fällt zunächst die starke Symmetrie der Einsätze auf. Die Amplituden erreichen über eine Laufzeit von etwa 300 - 400 ms jeweils nahezu identische Werte. Die Dämpfung entlang des Weges innerhalb der Wassersäule hat hier offenbar zu einer Glättung geführt. Diese Beobachtung spiegelt sich in der AKF deutlich wieder. Neben der identischen Korrelation treten die weiteren Korrelationen mit nur geringen Güteabnahmen auf. Der zeitliche Abstand der Korrelationspeaks liegt bei etwa 20 - 40 ms, also deutlich niedriger, als bei den Meeresbodeneinsätzen (s.o.). Dies ist auch im Vergleich der Originalspuren deutlich zu erkennen. Die Periodendauer der Signale hat sich von ca. 50 ms auf etwa 35 ms verringert. Mit dieser Verkürzung der Signalbreite geht auch eine Veränderung im Frequenzspektrum einher. Ausgehend von den Untersuchungen am Wasserschall (Abb. 16) hat die Periodizität im Frequenzdiagramm (Abb. 18) zugenommen, was ein deutlicher Ausdruck der zunehmenden Wiederholung gleichartiger Einsätze ist. Parallel dazu hat eine deutliche Verschiebung der mittleren Frequenz stattgefunden. Wurden für den Wasserschall die Spitzenwerte noch deutlich unterhalb von 20 Hz gemessen, so traten sie bei den Meeresbodeneinsätzen im Bereich von 20 - 40 Hz auf (Abb. 17). Die Meeresbodenmultiple deutet nun eine weitere Verschiebung zu höheren Frequenzen an (s.o.). Das Leistungsspektrum zeigt eine deutliche relative Anhebung des Frequenzbandes von 45 - 60 Hz an. Der Leistungsabfall des Meeresbodeneinsatz von etwa 30 - 40 dB an dieser Stelle hat sich auf ca. 20 dB verringert.

# ANT-VI/2 -- PROFILE 9

Pred. Deco

Stack -- 12 fold

CDP1769 1869 1969 2069 2169 2269 2369 2469 2569

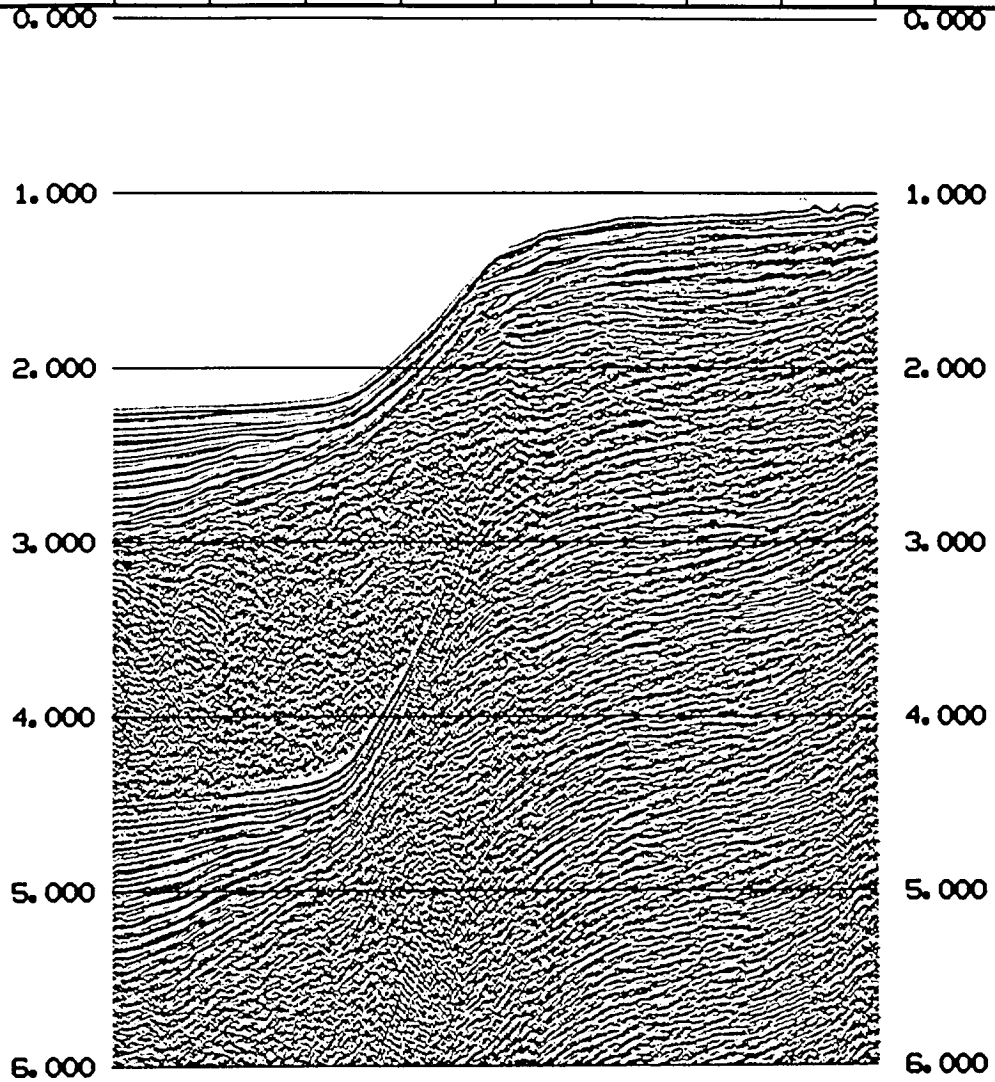


Abb. 19 Testausschnitt des Profil 9 (Abb. 15) mit optimaler Dekonvolution

Das optimale Ergebnis (Abb. 19) weist im Flachwasserbereich eine deutlich erkennbare Multiplenabschwächung auf. Dieser Erfolg verliert sich aber sofort, wenn der Meeresboden in größeren Tiefen verläuft. Auch die im Flachwasserbereich erreichte Abschwächung kann im Vergleich zum Arbeitsaufwand nicht überzeugen. In dem Bereich der abgeschwächten Multiplen sind darüber hinaus keine neuen Reflexionen zu erkennen.

Als weitere Möglichkeit zur Multiplenunterdrückung ist eine Anwendung der Karhunen - Loeve Transformation (Jones & Levi, 1987) ausgesucht worden. Hier wird das CMP-Gitter als Matrix interpretiert, wobei jeder CMP-Spur eine Spalte zugeordnet wird. Mit diesen Daten wird dann eine Eigenwertanalyse durchgeführt. Vorab sind die CMP-Gitter mit einer zeitlich konstanten "Move-Out" Geschwindigkeit von  $1450 \text{ m/s}$  korrigiert worden. Dies führt zu einer horizontalen Einregelung der Meeresbodenmultiplen, die damit im mathematischen Sinne eine Abweichung von der Orthogonalität der Matrix bedeuten und hohe Beträge in den Eigenimages erzeugen. Unter den ermittelten Eigenimages enthalten also jene mit den höchsten Werten die Energie der horizontal verlaufenden Einsätze. Wird bei der Rücktransformation nun auf einige dieser Images verzichtet, so reduziert man in diesem Fall die Seismogramme um den Anteil der multiplen Energie.

Testrechnungen ergaben eine optimale Bearbeitung (Abb. 20), wenn aus den 12-fach überdeckten CMP's nur die Eigenimages 4 - 10 zur Rekonstruktion verwendet wurden. Dieses Verfahren wird nur sehr lokal auf den Zeitbereich mit multipler Energie angewendet und hinterläßt dadurch eine ungewohnt strukturierte Sektion. Die Methode erzielt in allen Bereichen gleiche Ergebnisse, kann aber auch keine vollständige Multiplenbeseitigung erreichen. In den bearbeiteten Zeitfenstern wird, wie schon bei der Dekonvolution, keine neue Reflexion entdeckt. Der Arbeitsaufwand dieser Anwendung ist im Bereich von Neigungen sehr beträchtlich, da hier eine sehr genaue Angabe des Bearbeitungs-fensters notwendig ist.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß keine der angewandten Methoden ausreichend gute Erfolge erzielt hat, um systematisch angewandt zu werden. Im Falle der Dekonvolution wird bei größeren Wassertiefen das Signal der Multiplen offenbar soweit verändert, daß eine Vorhersage nicht mehr korrekt erfolgen kann. Beide Verfahren haben außerdem Probleme mit der Trennung von Reflexion und Multiplen. Besonders die Karhunen - Loeve Transformation erfaßt hier noch zuviel Energie echter Reflexionen. Dies wird in dem stark herabgesenkten Energiepegel der bearbeiteten Zeitfenster deutlich. Der in Wellenlängen meßbare Laufzeitunterschied wird bei zu wenigen Spuren (Offset

# ANT-VI/2 -- PROFILE 9

Karhunen-Loeve Filter

Image 4-10 -- Stack - 12 fold

CDP1769 1869 1969 2069 2169 2269 2369 2469 2569

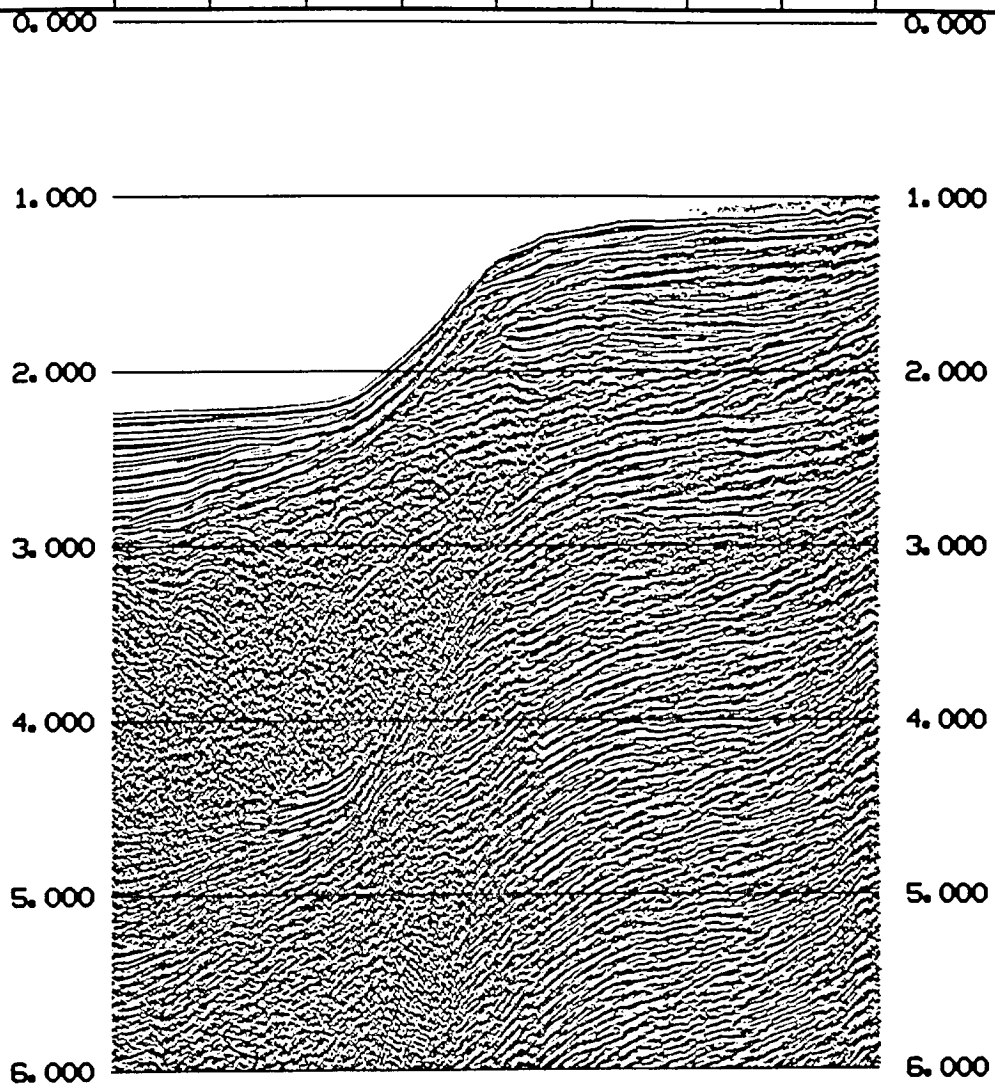


Abb. 20 Ausschnitt aus dem Profil 9 (vgl. Abb. 15)  
Bearbeitung mit Karhunen-Loeve Filterung

» 200 m) innerhalb eines CMP'S erreicht. Dieser Umstand der fehlenden Trennung durch den zu geringen Offset der Aufnehmer wird auch jeder anderen Methode ihre Grenze setzen.

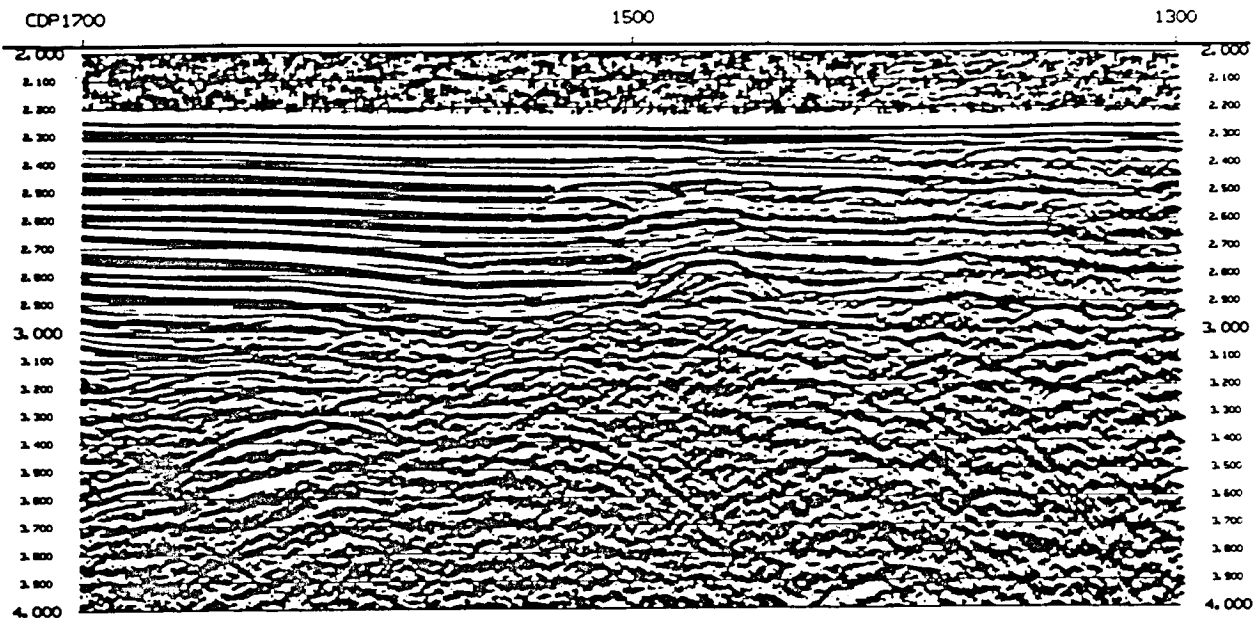
Ein weiterer Punkt der Prozessingarbeiten war die Unterdrückung des Nachschwingen der Luftblase (Bubble) des Airgunimpulses. Bei den verwendeten Airguns (Kap. 5) handelte es sich um kein abgestimmtes Array. Die Kanonen wurden lediglich in gleichem Abstand und gleicher Tiefe hinter dem Schiff geschleppt und simultan getriggert. Zur Abschwächung des Bubbles wurde ein Wave-Shape-Kit eingebaut. Dieses verhindert durch langsames Ausströmen der Druckluft ein kollabieren der Luftblase. Nachfolgende Signale durch ein Schwingen dieser Blase werden somit reduziert, allerdings muß mit dem langsameren Ausströmen ein tieffrequenteres Ausgangssignal in Kauf genommen werden. Ein Datenblatt mit konkreten Leistungsangaben für diese Airguns hat nicht vorgelegen. Bei Einzelschüssen ist ein Amplitudenverhältnis von 1:3 bis 1:4 (Ersteinsatz zu Bubble) am Wasserschall beobachtet worden. Die Hauptfrequenz des Bubble liegt bei etwa 5 Hz, während sie für das Gesamtsignal des Wasserschall bei 20 - 30 Hz zu finden ist.

Trotz der reduzierten Amplitude tritt besonders die Reflexion des Meeresboden mit einer Bubbleperiode von 100 ms in der Stapelung hervor. Hierdurch werden Reflexionen der Sedimente mit geringeren Amplituden stark beeinträchtigt. Zur Reduzierung dieses Einflusses ist eine Abfolge von Vorhersagedekonvolutionen entwickelt worden, die die ersten drei Nachschwingungen reduzieren. Mit Autokorrelation und Detailbetrachtungen des Wasserschalls wurden Vorhersageoperator und -distanz bestimmt, die an dem bereits oben beschriebenen Ausschnitt von Profil 9 getestet wurden. Vorhersagedistanzen von 80, 120 und 240 ms und eine Operatorlänge von 40 ms sind das Ergebnis dieser Betrachtungen und können standartmäßig auf alle Daten angewendet werden.

ANT-VI/2 -- PROFILE 9

SSE Stack -- 12 fold

NNW



ANT-VI/2 -- PROFILE 9

SSE Stack -- 12 fold

NNW

F D - Migration

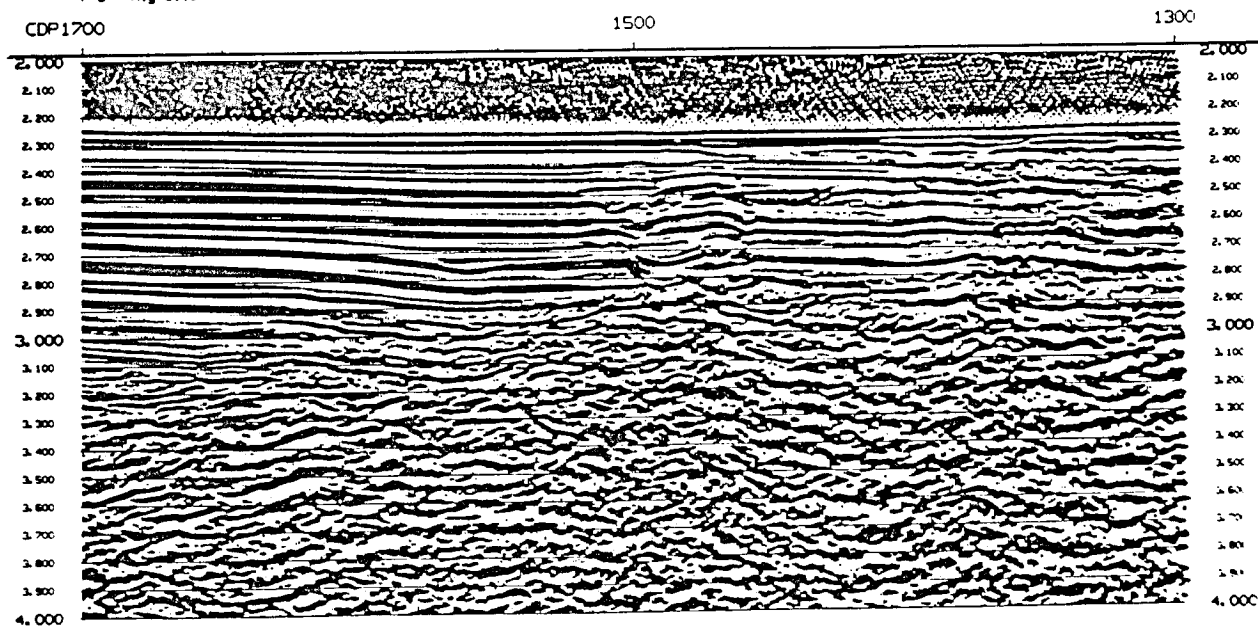


Abb. 21 Ausschnitt aus dem Profil 9  
Vergleich von Stapelung (oben) und Migration (unten) anhand der  
Schwellenstruktur bei CDP 1500



#### 6.4.) Migration

Als weiterer Arbeitsschritt soll die Migration der Reflexionslinien eine zeit- und /oder tiefenrichtige Darstellung der Sektionen ermöglichen. Neben der Vorbereitung für die routinemäßige Migration der kompletten Profillinien wird besonderen Wert auf kleinere Detailstrukturen gelegt. Durch die Bündelung und lagerichtige Darstellung der Diffraktionen und Reflektoren kann ein Verlauf von Horizonten besonders an der Kante von Strukturen besser zugeordnet werden (z.B. Schwelle im Zentrum Profil 9, Abb. 21).

Eingesetzt wurde hierbei zunächst die Wellengleichungs-Migration. Diese Methode arbeitet mit der Fortsetzung des Wellenfeldes nach unten, d.h. sie bestimmt die Eigenschaften des Feldes zu jeder beliebigen Fläche im Erdinnern. Mit der Trennung von Schuß- und Geophonseite können die Einsätze der Reflexionen an ihren Ursprung verfolgt werden. Dieser Punkt ist erreicht, wenn die extrapolierte Position von Schuß und Geophon in einer Zeit- oder Tiefenschicht zusammenfallen. (Sheriff & Geldart, 1983). Als wesentliche Beschränkung sind die Wahl der Geschwindigkeitsfelder und die Grenzen der zulässigen Neigungen zu beachten.

Die Realisierung dieser Methode wurde im Phoenix/SSL Programmpaket sowohl als "Finite Difference" Programm, als auch als "FK" - Migration installiert. Akzeptiert man das Arbeiten mit konstanten Geschwindigkeitsfeldern, so wird mit der FK-Bearbeitung eine schnelle Prozessingmethode angeboten. Diese Programmversion erlaubt gleichzeitig die Durchführung eines "Migration Velocity Scan" (MVS). Für die Durchführung dieser Funktion wird ein kleiner Profilausschnitt mit konstanter Geschwindigkeit migriert. Anschließend wird je nach Vorgabe die Migrationsgeschwindigkeit erhöht und die Berechnung wiederholt. Auf diese Weise kann der Bearbeiter in einzelnen Abschnitten einen Überblick erhalten, welche Geschwindigkeits - Zeitverteilung in den einzelnen Abschnitten angewendet werden muß. Falsche Migrationsgeschwindigkeiten sind dabei gut zu erkennen, da diese nicht zu einer Fokussierung der Einsätze führen. Die Fortsetzung des Wellenfeldes wird "unscharf" und führt zu einem verschmieren der Amplituden. Aus diesem Effekt entstehen die als "Smiles" bekannten Abbildungen der Einsätze. Entsprechend der zu hoch/niedrig gewählten Geschwindigkeit sind sie konvex oder konkav gekrümmt. Die richtige Migrationsgeschwindigkeit kann somit vergleichbar der Stapelgeschwindigkeit ermittelt werden.

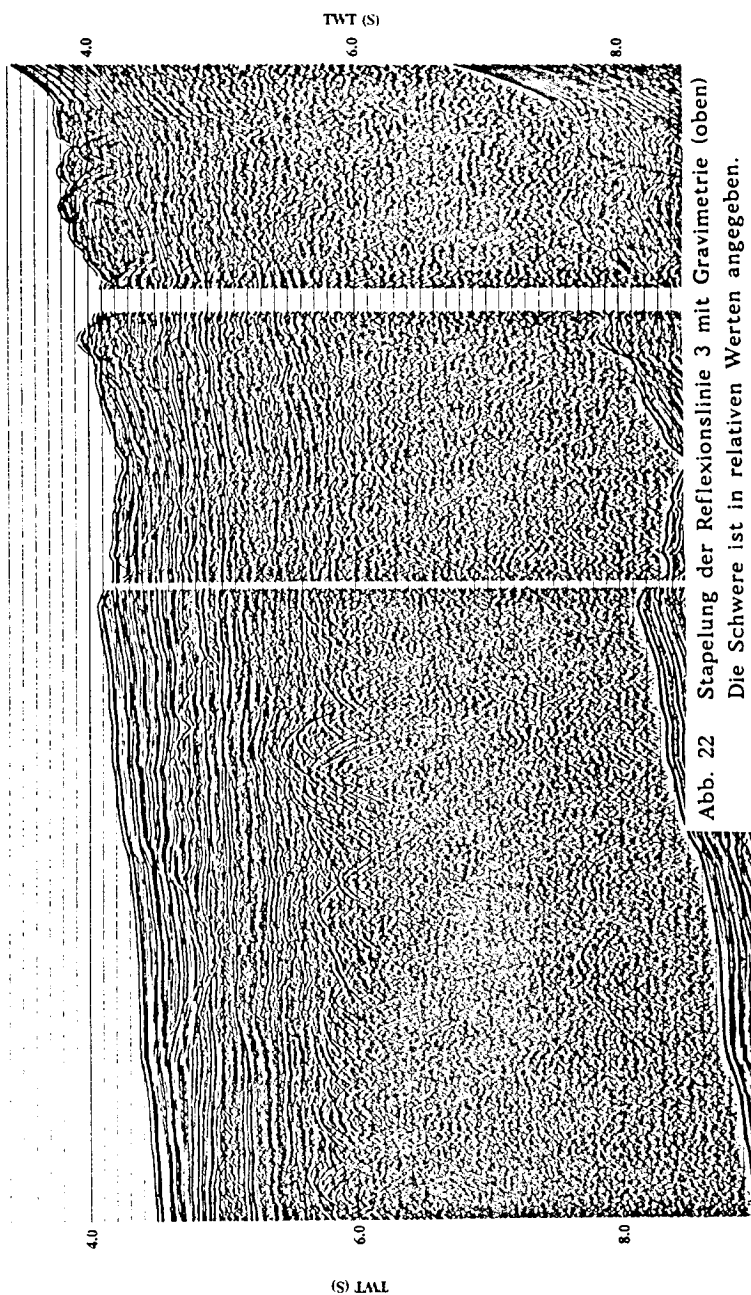
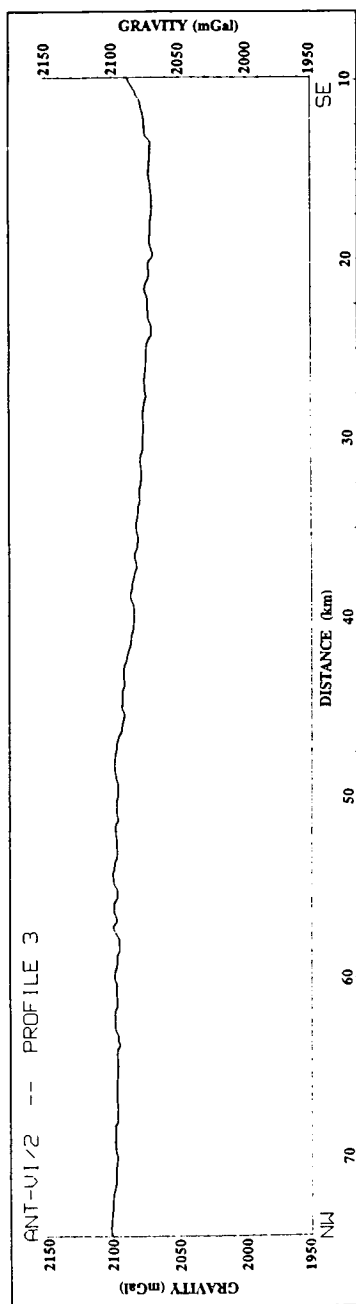


Abb. 22 Stapelung der Reflexionslinie 3 mit Gravimetrie (oben)  
Die Schwere ist in relativen Werten angegeben.

Im nächsten Arbeitsschritt wird nun das Geschwindigkeitsfeld mit seinen lateralen und "zeitlichen" Änderungen weiterverarbeitet. Im Phönix-Paket bietet sich dazu die "Finite Difference Migration" an. In diesem Falle wird der x-t bzw. x-z Bereich in ein Gitter aus kleinen Feldern (finite Differenzen) unterteilt. Das Programm ermittelt nun an diesen diskreten Punkten die Parameter der Wellengleichung und rekonstruiert so die Reflektoren. Durch die Angabe diskreter Schrittweiten kann die Feinheit der Migration und des Geschwindigkeitsfeldes an die lokale Tektonik angepaßt werden.

Die Bearbeitungszeit seismischer Sektionen nimmt dabei um den Faktor 6-7 gegenüber der FK-Methode zu (1000 Spuren,  $\Delta t = 4$  ms, Länge 6 s  $\Rightarrow$  3 Std.).

## 7.) Region des Süd Shetland Trench

### 7.1.) Auswertung der Reflexionsseismik

Mit den Linien 1 Nord, 3 und 7 sind Schnitte durch drei unterschiedlich entwickelte Bereiche des Süd Shetland Trench (SST) und der "Fore-Arc" Region gelegt worden (Abb. 1; GRAPE, 1990). Das Profil 3 (Abb. 22) zeigt den Sedimentkeil und Ablagerungen auf einer 16 Mio. Jahre alten "Ridge-Trench" Kollisionszone. Die Linie 7 (Abb. 23) schneidet den SST in einem Übergangsgebiet, in dem die Subduktion vor ca. 5 Mio. Jahren gestoppt hat. Vermutlich sind am Fuße des Kontinentalhanges noch die Relikte des alten Rückens zu sehen (Henriet et al., 1992). Die Struktur einer jungen Subduktionszone wird durch das Profil 1 Nord (Abb. 25) wiedergegeben.

Vergleiche der Sedimentreflexionen auf der Linie 3 und deren zeitlicher Datierung anhand magnetischer Anomalien (Abb. 23 und 26; vgl. Kap. 7.2.; Henriet et al., 1992) mit Arbeiten von Kimura (1982) und Miller et al. (1990) sprechen für Ablagerungen in einer "Fan" Umgebung. In beiden Fällen (DSDP Bohrung 325, Weddell See) werden Turbidite und chaotische Reflexionen im mittleren Miozän beobachtet. Die Mächtigkeit der Ablagerungen aus dieser Zeit werden im Profil 3 mit 2000 m (2000 m/s) abgeschätzt. Darüber liegende Sedimente aus Plio- bis Pleistozäner Zeit erreichen eine Stärke von 600 m. Der WO7 Horizont bildet hier den abgrenzenden Reflektor, der, wie auch auf Profil 4, deutliche Erosionsspuren zeigt. Nach der "Ridge-Trench" Kollision vor 16 Mio. Jahren hat sich hier ein passiver Kontinentalrand ausgebildet. Unter der Eisbedeckung im mittleren, oberen Miozän und dem Plio- / Pleistozän hat sich die Vorschüttung des Hanges weiterentwickelt. Dies wird durch "Down-Lap"

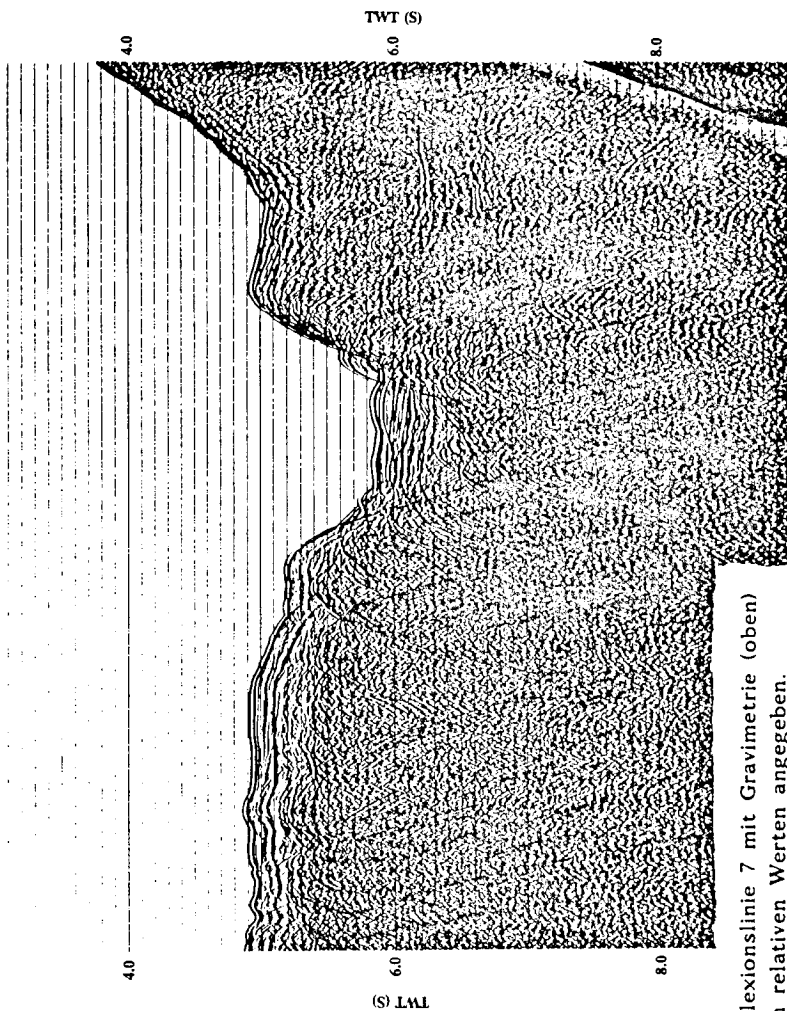
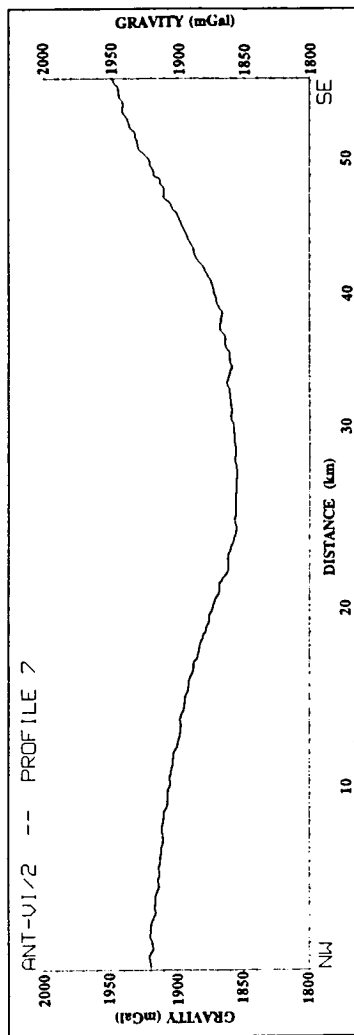


Abb. 23 Stapelung der Reflexionslinie 7 mit Gravimetrie (oben)  
Die Schwere ist in relativen Werten angegeben.

Strukturen, wie sie im Profil 3 bis zum WO5 Horizont und auch auf Linien von Kimura (1982) bzw. Larter & Barker (1989) zu sehen sind bestätigt. Die Hangneigung ist steiler ausgeprägt, als auf dem parallelen Schnitt 7, der durch eine wesentlich jüngere Region des Süd Shetland Trench verläuft.

Die Sedimentbedeckung auf dem Profil 7 (Abb. 23 und 26) ist deutlich dünner als auf der vorigen Linie 3 (GRAPE Team, 1990). Entsprechend dem jungen Alter der Kruste (6 Mio. Jahre) stammen die Ablagerungen aus Plio- bis Pleistozäner Zeit. Besonders auffallend ist ein 6 km breiter und 600 m tiefer Graben am Fuß des Kontinentalhanges. Barker (1982) datiert die letzte "Ridge-Trench" Kollision an dieser Stelle auf 4 Mio. Jahre zurück. Der von uns beobachtete Graben befindet sich aber auf einer Position, an der das ehemalige Rift zu finden sein muß, wenn die Subduktion vor 5 Mio. Jahren gestoppt hat. Abgesehen von der Sedimentfüllung besteht eine große Analogie zur der Struktur eines aktiven Rifts vor Südchile (Cande & Lewis, 1988; Henriot et al., 1992). Diese Beobachtungen führen zu der Annahme, daß nördlich der Anvers Fracture Zone um 6.5 Mio. Jahre zurück die letzte "Ridge-Trench" Kollision stattgefunden hat (Henriot et al., 1992). Auf der Linie 4 (Abb. 24) wird zwischen der Anvers und Hero Fracture Zone eine weitere Struktur beobachtet, die ebenfalls mit einem Versatz in den magnetischen Lineamenten zusammenfällt. Bisher wird dieser Einheit kein Name zugesprochen, so daß, sie im weiteren als "Unnamed" Fracture Zone (UFZ) bezeichnet wird. Die Spreadingaktivität zwischen "Unnamed" und Hero Fracture Zone hat nach der letzten "Ridge-Trench" Kollision abgenommen und ist vor etwa 5 Mio. Jahren ausgeblieben. Eine großräumige bathymetrische Vermessung könnte hier weitere Details zur Festigung dieser Überlegungen liefern.

Auf dem Kontinentalhang der Linie 7 (Abb. 23 und 26) sind wie auf Profil 3 seewärts fortschreitende Sedimentreflexionen zu sehen. Diese werden aber nicht dem Hang folgend fortgesetzt, vielmehr scheinen sie durch Hang- und Eisprozesse beidseitig begrenzt zu sein. Weiter landeinwärts ist ein Sedimentbecken mit ca. 1 km Tiefe zu erkennen. Vergleiche mit dem "Fore-Arc" Becken bei Adelaide Island (Anderson & Molnia, 1989) lassen hier eine ebensolche Struktur vermuten. Ihre Entstehung ist in engem Zusammenhang mit der Hebung des Akkretionskeils und der "Ridge-Trench" Kollision zu sehen (Henriot et al., 1992). Eine genaue Datierung und Rekonstruktion ist aber nur mit weiteren Linien und stratigraphischen Informationen möglich.

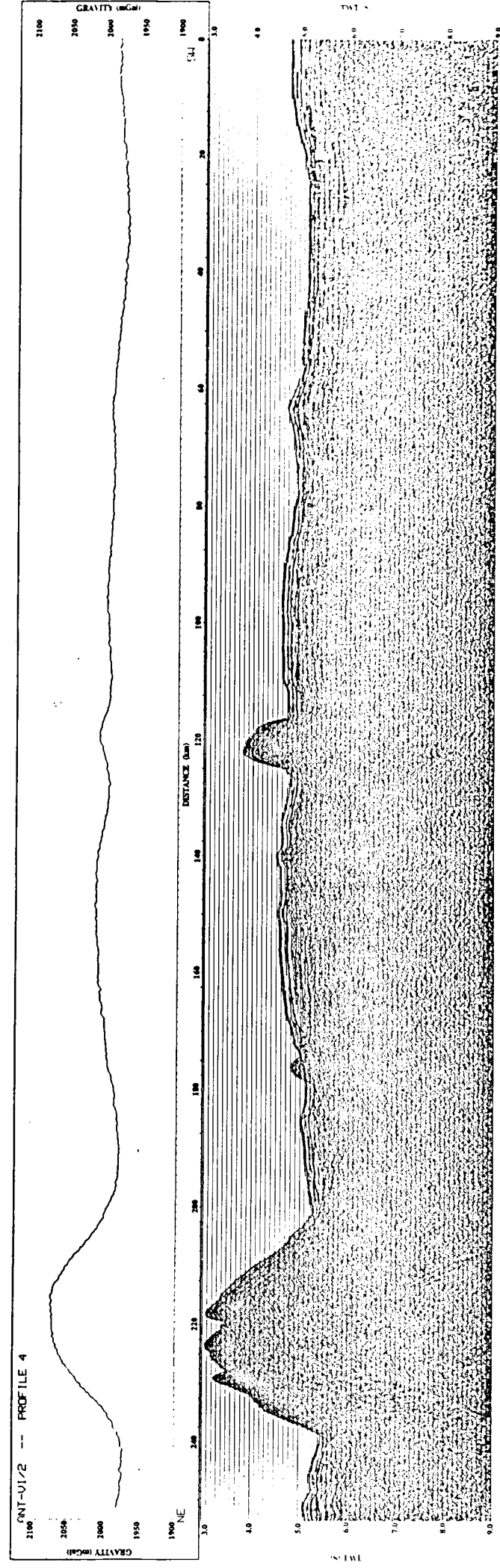


Abb. 24 Stapelung der Reflexionslinie 4 mit Gravimetrie (oben)  
Die Schwere ist in relativen Werten dargestellt.

Der jüngste Teil des SST wird vom Profil 1 Nord (Abb. 25 und 26) überquert. Seewärts der Insel King George Island ist zunächst der Akkretionskeil, der Tiefseegraben und die seewärts ansteigende Flanke zu beobachten. Im nördlichsten Ende der Linie wird der Meeresboden allerdings nochmals um ca. 2 km in die Tiefe versetzt. Diese Struktur kann auch in der Bathymetrie bis zur Vereinigung mit dem Süd Shetland Trench weiter südwestlich verfolgt werden (GRAPE Team, 1990). Dieses Profil wirft mehrere Probleme auf, a) warum ist in den beiden Grabenbereichen kein Anzeichen von Kompression zu erkennen, wenn die Öffnung der Bransfield Straße fort dauert, b) was ist die Ursache und Natur der zweiten Grabenstruktur, c) aus welchem Grund weisen die Sedimente über der geneigten ozeanischen Kruste zwischen den Gräben so geringe Mächtigkeiten auf und zeigen seewärtige "onlap" Strukturen (Henriet et al., 1992) ?

Aus magnetischen Anomalien (Abb. 3) ergibt sich ein Krustenalter von 21 bis 24 Mio. Jahren für den landwärts geneigten Meeresboden. Für dieses Alter stellt die seewärts auslaufende Sedimentation eine ungewöhnlich dünne Bedeckung über einer alten Kruste dar. Im Trench erreicht die Sedimentmächtigkeit nur etwa 1000 m, über einer Kruste von ca. 24 Mio. Jahren. Diese Decke dünnt dann seewärts bis auf wenige Hunderte Meter über ca. 21 Mio. Jahre alter Kruste aus (Abb. 26). Demgegenüber beobachten wir auf der Linie 3 Sedimentmächtigkeiten von 1500 - 2000 m über einer 19 - 16 Mio. Jahre alten Kruste. Geht man in einem ersten groben Ansatz von einer konstanten Sedimentationsrate aus, so bedeutet dies einen Zuwachs von 1 cm/1000 Jahre bis 4 cm/1000 Jahre auf der Linie 1 N. Für das Profil 3 ergibt der Überschlag eine Sedimentation von 5 cm/1000 Jahre bis 13 cm/1000 Jahre. Der Unterschied in der Sedimentationsrate um einen Faktor 3 bis 10 macht deutlich, daß hier großräumige und weitreichende Änderungen im Ablagerungsregime entlang der Halbinsel bestehen. Diese Unterschiede können auf der einen Seite in unterschiedlichen Eintragsbedingungen zu finden sein, wie sie z. B. durch unterschiedliche Eisbedeckungen entstehen können. Andererseits ist aber auch eine Erosion bereits abgelagerter Sedimente denkbar. Hier kommen Strömungen in der Tiefsee und tektonisch bedingte Rutschungen in Frage. Die Möglichkeit großräumiger Meeresbodenströmungen, die die fragliche Erosionsarbeit geleistet haben könnten, wird im Kapitel 9. betrachtet. Hier sei jedoch schon angemerkt, daß mit den bekannten Meßdaten aus heutiger Sicht eine solche Strömung nicht nachgewiesen werden kann. Aufgrund des Auskeilens der Reflexionen wird die Ablagerung der Sedimente nach einer möglichen Kippung der Scholle angenommen. Weitere Informationen zum Alter der Sedimente aus Bohrungen könnten die Frage des Zeitpunktes der Kippung

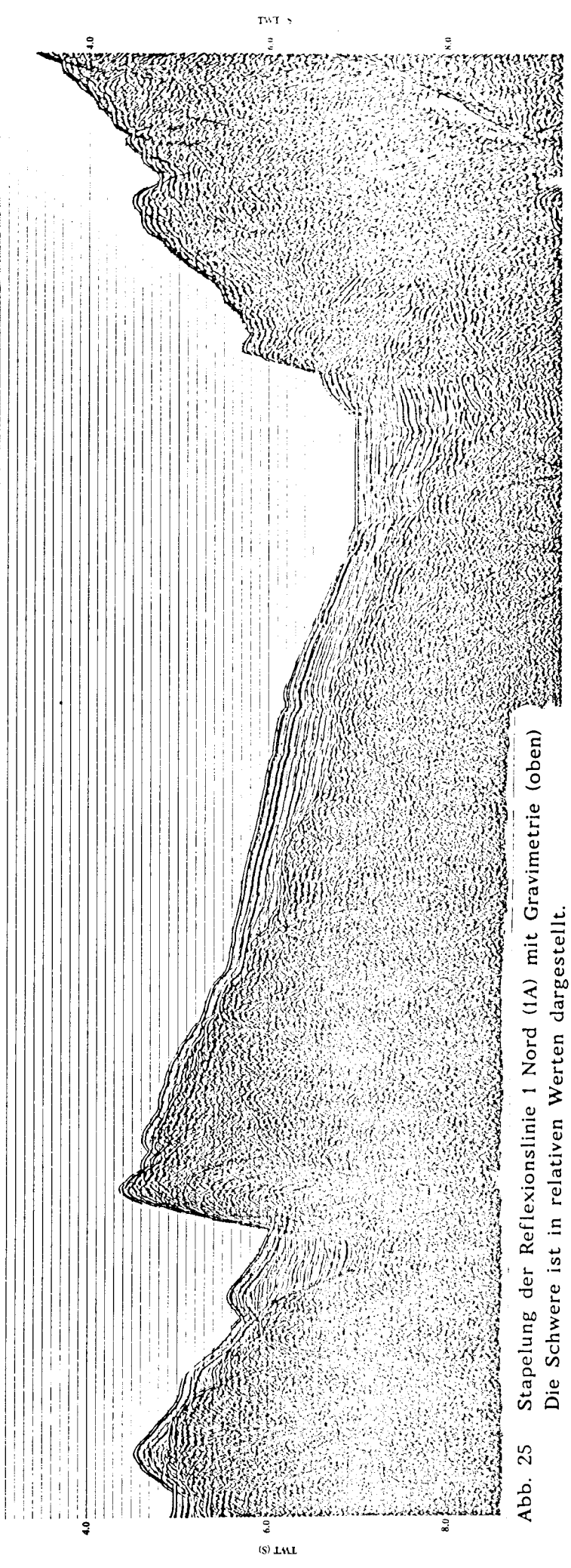
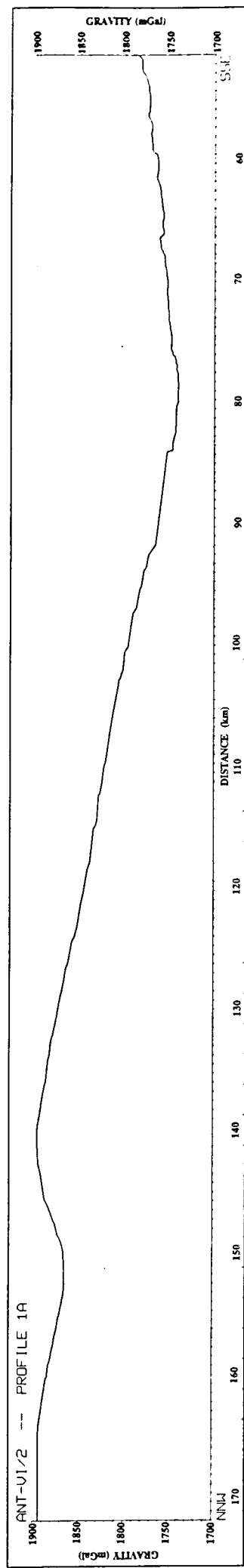


Abb. 25 Stapelung der Reflexionslinie 1 Nord (1A) mit Gravimetrie (oben)  
Die Schwere ist in relativen Werten dargestellt.



und der ursprünglichen Herkunft des Segmentes klären. Damit wäre dann auch der Zeitpunkt für die initiiierenden tektonischen Beanspruchungen bekannt und könnte in das Gesamtbild der Tektonik eingegliedert werden.

Die enge Nachbarschaft der beiden Grabenstrukturen läßt zunächst einen Versatz der Subduktionszone vermuten. Da aber Anzeichen für einen Akkretionskeil im äußeren Graben fehlen, ist die Ursache eher im umliegenden Spannungsfeld zu suchen. Es ist denkbar, daß unter dem Druck der Scotia Platte ein Splitter der Drake Platte zwischen die Süd Shetland Inseln und die heute noch aktive Shackleton Fracture Zone gedrückt worden ist (Henriet et al., 1992). Dies wird auch durch eine Änderung in der Rotation der King George Insel deutlich (Tokarski, 1991).

Aus den bereits früher angesprochenen magnetischen Anomalien (Abb. 3) lassen sich die Subduktionsgeschwindigkeiten der einzelnen Krustensegmente zwischen den Fracture Zonen ableiten (Meissner et al., 1988). Über die letzten 25 Mio. Jahre gemittelte Werte ergeben eine durchschnittliche Geschwindigkeit von etwa  $4 \text{ cm/Jahr}$  für die Region vor dem Süd Shetland Trench. Genauere Untersuchungen innerhalb der einzelnen Segmente zeigen im Detail systematische Abweichungen von diesem Mittelwert. In jedem einzelnen Segment werden kurz vor der finalen "Ridge-Trench" Kollision beschleunigte Konvergenzraten gemessen. Die Wanderungsgeschwindigkeit steigt von anfänglich etwa  $3 \text{ cm/Jahr}$  auf etwa  $5 \text{ cm/Jahr}$  an. Diese Beobachtung kann auch in anderen Gebieten mit Ridge Trench Kollisionen gemacht werden. Sowohl am Chile Rücken, als auch am Juan de Fuca Rücken (JdF) sind diese Beschleunigungen vor der "Ridge-Trench" Kollision vorhanden. Die Kollision des JdF ist mit 26 Mio. Jahren die älteste der drei untersuchten Gebiete. Die einzelnen Fracture Zonen wurden durch die als "pivoting subduction" bekannte, von Rotationen überlagerte Subduktion, zu echten Plattengrenzen. Ein Vorgang, der vor der Antarktischen Halbinsel nicht stattfand. Ebenso wie der Aluk Rücken wurde auch der Chile Rücken entlang mehrerer Fracture Zonen durchbrochen und in einzelne Segmente unterteilt. Die Plattenteile bewegten sich wie am Süd Shetland Trench mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten auf die Kollisionszone zu. Hierbei unterteilt die Teitao Fracture Zone (TFZ) das Gebiet des Chile Rückens in zwei Bereiche unterschiedlicher Beschleunigung. Nördlich der TFZ nehmen die Spreadinggeschwindigkeiten vor der "Ridge-Trench" Kollision ab, während sie im südlichen Abschnitt beschleunigt werden. Ein Modell für die Beschleunigung der Subduktion kurz vor ihrem Ende muß eine zeitlich veränderbare Kraftquelle enthalten. Eine mögliche Erklärung des Phänomens könnte in dem gravitativen Zug liegen, der auf den kalten subduzierten Plattenabschnitt wirkt (Meißner et al., 1988). Außerdem



muß auch der Gegenpart gefunden werden, durch den erst die Plattenbewegung ozeanwärts des Rückens aufgehalten und die Subduktion des Rückens eingeleitet wird. Für die Modellierung dieser Prozesse sind weitgehende Studien der Plattentektonik und Massenbilanzen für die subduzierten Abschnitte notwendig. Diese Aufgaben sind jedoch nicht Ziel der vorliegenden Arbeit und werden hier nur als Anregung für zukünftige Untersuchungen gegeben.

## 7.2.) Stratigraphie

Anhand der magnetischen Anomalien (Abb. 3) ist eine detaillierte Aussage über chronologische Abläufe am Kontinentalrand möglich (Meissner et al., 1988; GRAPE Team, 1990). Zu diesen Angaben zählt in gewissem Rahmen auch eine stratigraphische Einordnung der Reflexionshorizonte. Da in dem Meßgebiet keinerlei Bohrungen niedergebracht worden sind, kann keine feinstrukturierte Einordnung durchgeführt werden. Durch die unterschiedlichen Sedimentbedeckungen beidseitig der Fracture Zonen ist es aber möglich prominente Reflektoren entsprechend dem Krustenalter einzuordnen (GRAPE Team, 1990).

Südlich der Anvers Fracture Zone (AFZ) finden sich die mächtigsten Sedimente der Linie 4 (Abb. 27). Diese sind auf einer 20 Mio. Jahre alten Kruste abgelagert, stammen also aus dem späten unteren Miozän. Nördlich der AFZ ist die Kruste 12 Mio. Jahre alt, also aus dem mittleren Miozän. Dieser Horizont kann nicht über die "Unnamed" Fracture Zone (Abb. 27) hinaus verfolgt werden. Da das Krustenalter sich hier von 11.8 auf 9 Mio. Jahre verjüngt, müssen die obersten Lagen des Horizontes älter als oberes Miozän sein. Die obersten Reflexionen der Schicht zeigen Erosionsspuren und sprechen damit für eine Korrelation des Horizontes mit dem U4 Reflektor aus der Ross See (Hinz & Kristoffersen, 1987). Dieser Einsatz ist mit 10 Mio. Jahren datiert und kennzeichnet eine weltweite Abkühlungsphase. Dies bringt den Zusammenhang mit der Reflexion WOS aus der Weddell See (Miller et al., 1990), die mit einer Abkühlung des mittleren Miozän korreliert und vermutlich mit einem weiten Vordringen der Eismassen zusammenfällt. Dieser Hiatus ist ebenfalls aus der ca. 500 km entfernten DSDP Bohrung 325 (DSDP Leg 35, 1976) bekannt. Die hier angetroffenen Mächtigkeiten stimmen gut mit denen an der Anvers Fracture Zone überein (Henriet et al., 1992).

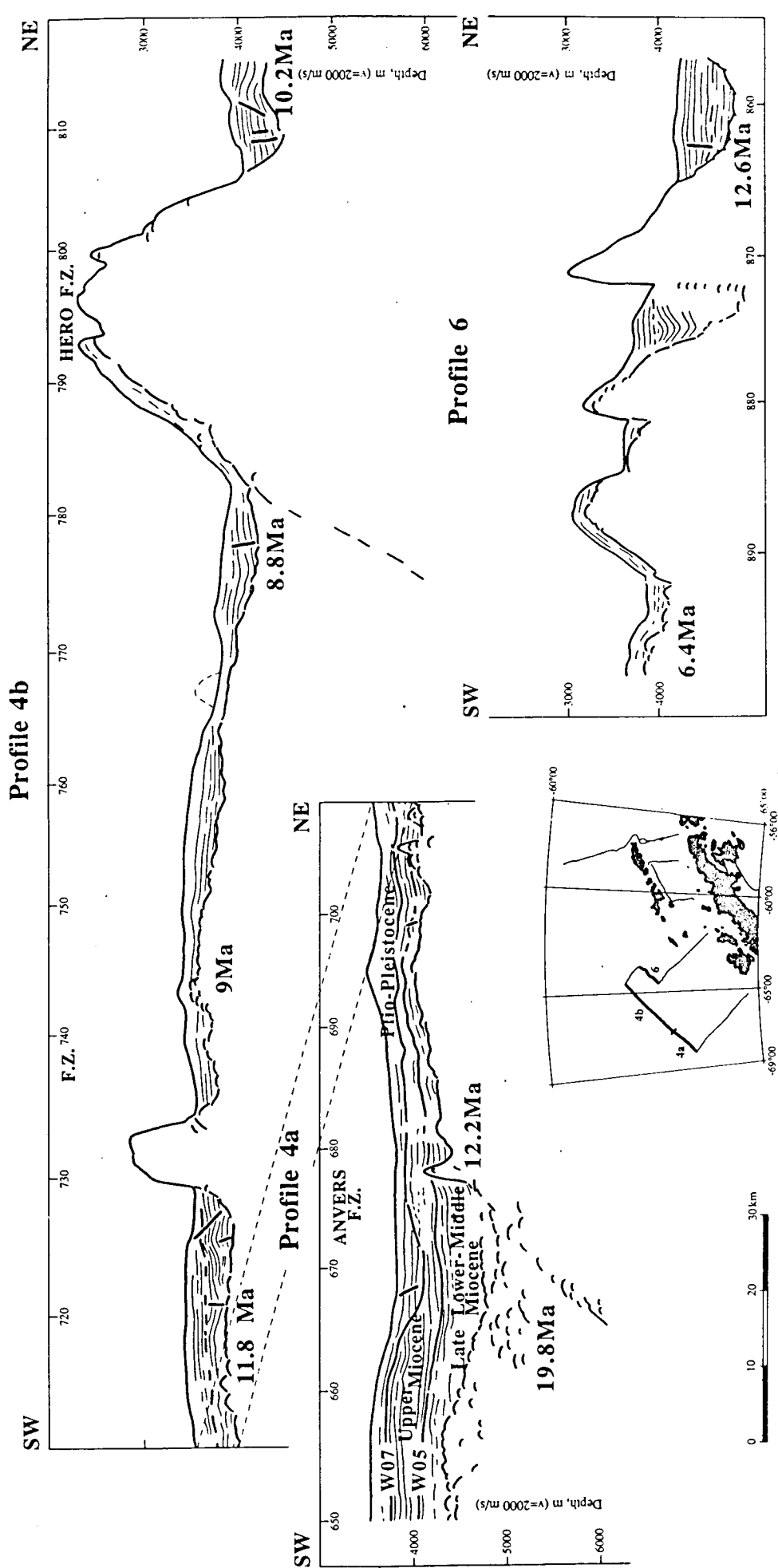


Abb. 27 Linedrawing der Reflexionslinien 4 (oben) und 6 (unten rechts)  
 Die Linie 4 wurde wegen ihrer Länge in die Abschnitte 4a und 4b  
 geteilt

### 7.3.) Fracture - Zonen

Mit den Profilen 4 und 6 (Abb. 3 und 27) werden mehrere Fracture Zonen gekreuzt und damit ein Schnitt quer durch die Segmentierung der ozeanischen Kruste vor der Antarktischen Halbinsel gelegt (GRAPE Team, 1990). Die drei großen Hauptstrukturen sind die Anvers FZ, die "Unnamed" FZ und die Hero Fracture Zone.

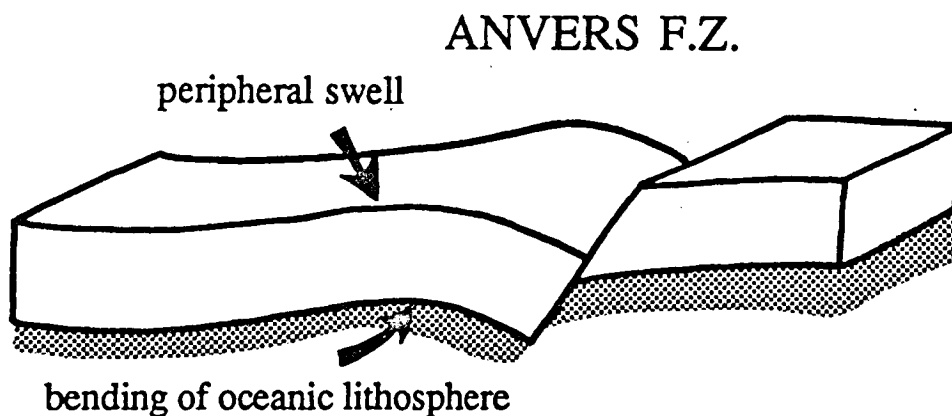
Die südlichste, die Anvers Fracture Zone (Abb. 27), trennt Kruste mit 19.8 Mio. Jahren (südlich) und 12.2 Mio. Jahren (nördlich) Alter. Dem Altersunterschied entsprechend unterscheiden sich Krustentiefe und Sedimentmächtigkeit auf beiden Seiten. Bemerkenswert ist die Aufreihung von Diffraktionshyperbeln bei Profilkilometer 670, die mit südwärtiger Neigung bis in 5000 - 6000 m Tiefe hinabreichen (Abb. 27).

Die "Unnamed" Fracture Zone (Abb. 27; Profilkilometer 730) tritt auch topographisch, als Seamount oder Rücken, in Erscheinung. Der Altersunterschied in der Kruste von nur 2.8 Mio. Jahren macht sich durch geringere Versätze in der Krustentiefe und Sedimentmächtigkeit bemerkbar.

Die am stärksten ausgeprägte Fracture Zone ist die Hero FZ (HFZ; Abb. 27). Zwischen Profilkilometer 790 und 800 steigt der Meeresboden um mehr als 1.5 km an. Der Unterschied im Krustenalter an dieser Stelle ist mit 1.4 Mio. Jahren recht gering. Dementsprechend sind auch die Tiefenlage der Kruste und die Sedimentbedeckung über die HFZ hinweg nicht wesentlich unterschiedlich. Am Südhang des Rückens sind kontinuierliche Reflexionen vom Meeresboden die Flanke hinauf zu verfolgen. Demzufolge muß die Ausbildung der Struktur bereits kurz nach dem Verlassen des Spreading Rückens stattgefunden haben. Ebenso wie an der Anvers Fracture Zone finden sich hier südwärts geneigte Folgen von Diffraktionsästen. Diese lassen sich bis in die Kruste verfolgen und erwecken den Eindruck von Scherflächen innerhalb der Kruste (GRAPE Team, 1990).

Auf dem Profil 6 wird die Hero FZ erneut gekreuzt (Abb. 27). Hier ist sie in drei einzelne Rücken gegliedert. Zwischen Profilkilometer 870 und 880 wird hier, wie auf Linie 4, eine vom Meeresboden fortgesetzte Sedimentbedeckung beobachtet, deren Schichtung der Hangneigung folgt. Also muß dieser Abschnitt der Fracture Zone bereits kurz nach dem Verlassen des Rückens entstanden sein.

Im Gegensatz zu den beiden anderen Fracture Zonen zeigt die Anvers FZ weder eine bathymetrische Änderung, noch eine Rückenstruktur in den Reflexionen. Der Begriff Halbgraben trifft hier als optische Beschreibung am besten zu. Folgt man Arbeiten von Sandwell (1986) und Haxby & Parmentier (1988), so findet sich eine Erklärung im thermisch bedingten Spannungsfeld innerhalb der Platte. Laterale Temperaturänderungen, hervorgerufen durch die Abkühlung der Kruste, können sowohl Biegungsspannungen als auch tensionale Spannungen erzeugen. Letztere führen zur Bildung von Transform Faults und Fracture Zonen. Das Modell von Haxby & Parmentier (Abb. 28) läßt sich gut auf die AFZ anwenden (Henriet et al., 1992). Die Fläche der Abschiebung wird dabei durch die geneigte Folge von Diffraktionsästen (Abb. 27; Profilkilometer 670) gekennzeichnet. Herron & Tucholke (1976) beobachten gleiches an der Eltanin Fracture Zone.



**Abb. 28 Modell zur Entstehung von Fracture Zonen  
(Haxby & Parmentier, 1988)**

Ein ganz anderer Mechanismus muß zur Bildung der Hero FZ geführt haben. Allein durch Temperatureffekte ist die Ausbildung eines derartigen topographisch ausgeprägten Körpers nicht zu erklären. Zwischen Profilkilometer 770 und 780 verläuft die Folge der Diffraktionsäste hier exakt in der Verlängerung der Flanke in die ozeanische Kruste hinein (GRAPE, 1990; Henriet

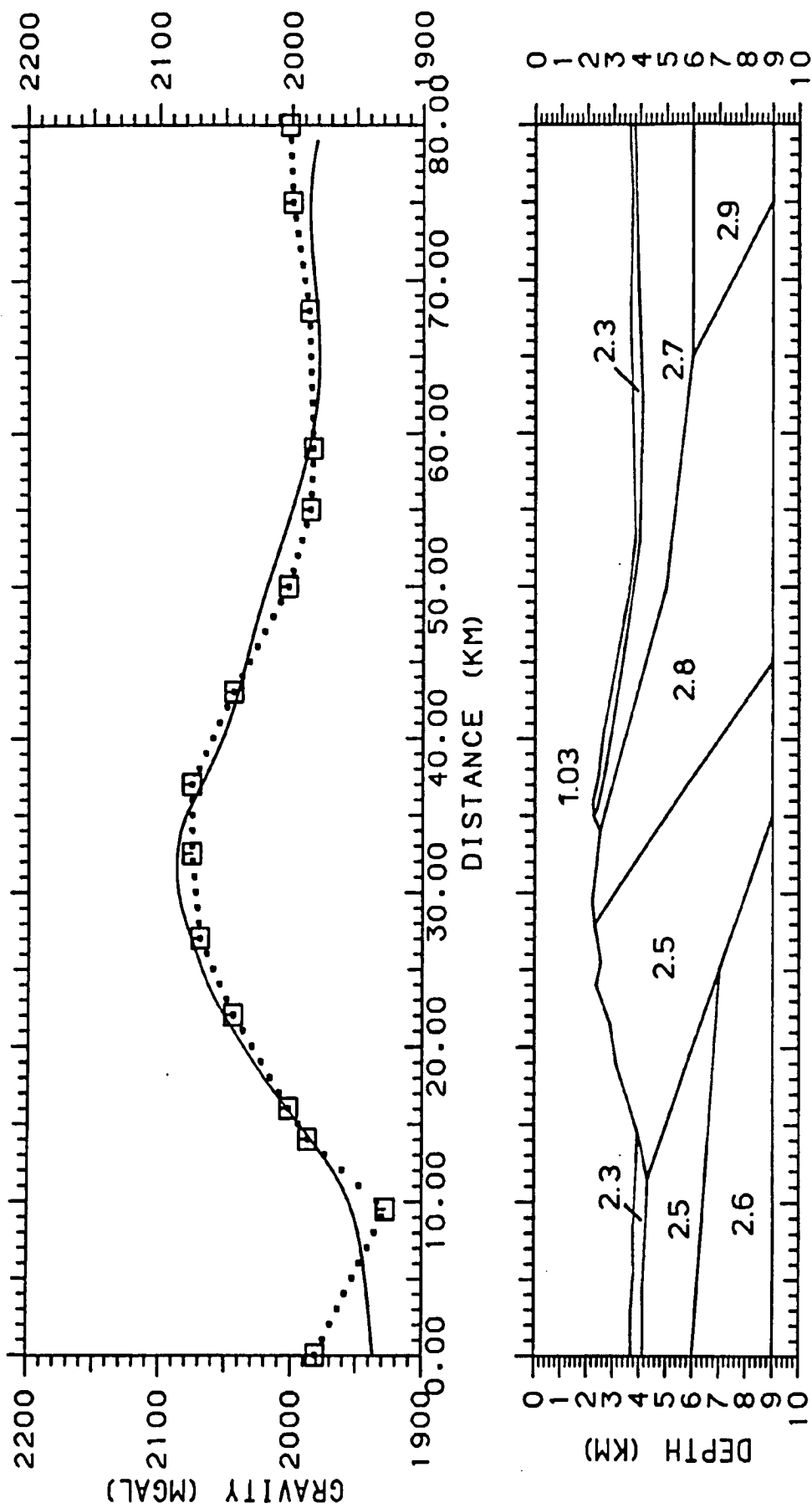


Abb. 29 Schweremodell für die Hero Fracture Zone

Überhöhung: 1:2  
 2.3 Dichte in g/cm<sup>3</sup>  
 — berechnete Freiluftschwere  
 - - - gemessene Freiluftschwere  
 (relative Werte)

et al., 1992). Kastens (1987) beschreibt zwei wesentliche Vorgänge an "leaky" Fracture Zonen : a) Extrusion von Basalten oder b) die diapirische Intrusion von Serpentin-Körpern. Letztere geht auf die Öffnung von Fracture Zonen durch thermische Kontraktionsspannungen und die anschließende hydrothermale Zirkulation von Seewasser in den Brüchen zurück. Diese führt zur Bildung leichterer Serpentine aus den Peridotiten des oberen Mantels. Dichteunterschiede und geringe Festigkeit bei hohen Temperaturen lassen die Serpentine durch die Kruste aufsteigen und große Rückenstrukturen bilden.

Der Verlauf der Reflexionen an der südlichen Flanke spricht ebenfalls für dieses Modell der Intrusion. Durch Schweremodellierung (Abb. 29) läßt sich ein Intrusionskörper bis in 9 km Tiefe nachweisen. Die kontinuierlich gemessenen Schwerewerte weisen über der Hero Fracture Zone eine Anomalie von etwa 100 bis 150 mGal auf. Das Maximum der Anomalie ist gegenüber der Bathymetrie leicht (5 bis 10 km) nach Süden versetzt, auch ist die Flankensteilheit hier geringer. Entsprechend der bereits beschriebenen Diffraktionsäste wurde ein nach Süden einfallender Störkörper angenommen. Die Verteilung der umliegenden Sediment- und Krustenkörper ist ebenfalls aus der Reflexionsseismik entnommen. Dabei ist in der gestapelten Sektion nicht nur eine kontinuierliche Sedimentbedeckung der Südflanke zu erkennen, es sind auch tiefer liegende Reflektoren aus der oberen Kruste bis zur Spitze des Rifts zu verfolgen.

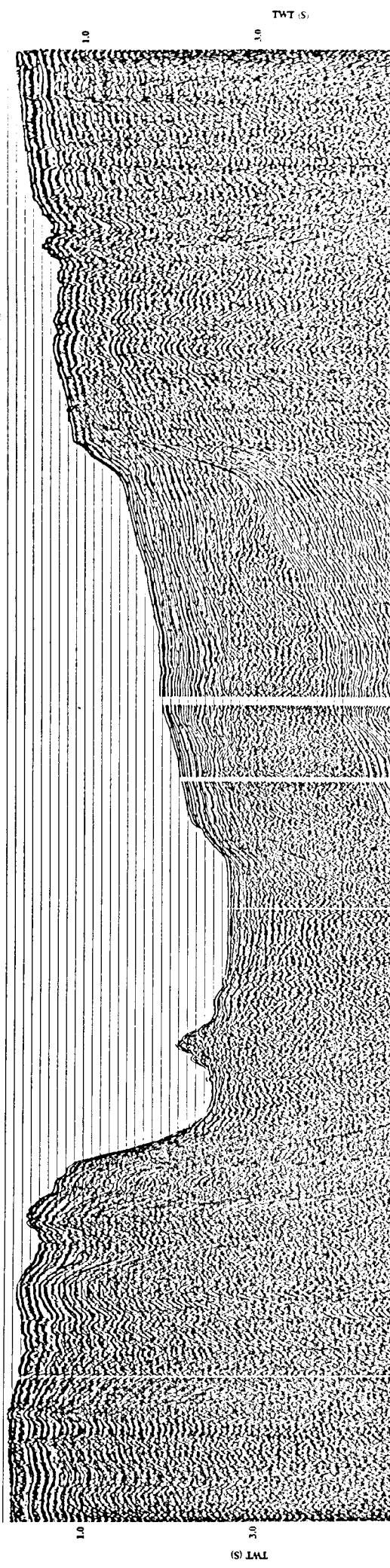
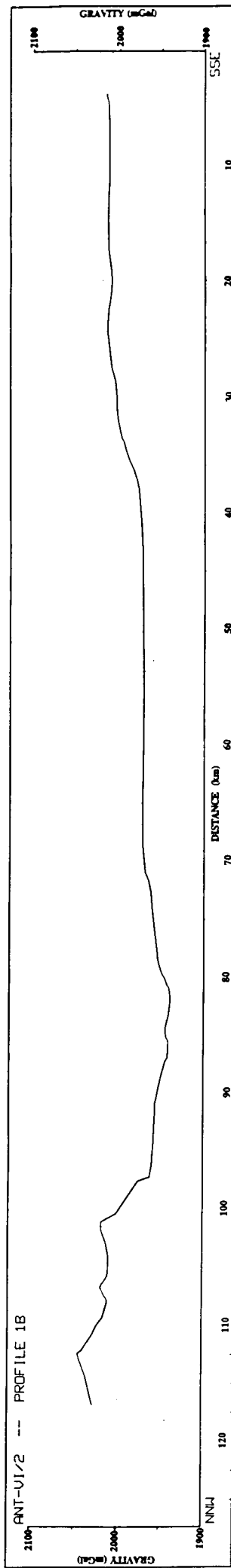
Die asymmetrische und recht langwellige Anomalie kann nur mit einem von Norden nach Süden einfallenden Trapez modelliert werden. Dieser Körper muß zudem noch zweigeteilt und ein Dichtekontrast von  $0.3 \text{ g/cm}^3$  eingeführt werden. Das Endmodell (Abb. 29) zeigt eine deutliche zum älteren (südlichen) Teil gerichtete Abschiebungsfläche, wie sie auch anhand der Ausführungen von Haxby & Parmentier (1988) für die Anvers Fracture Zone vorgeschlagen wurde. In diese Schwachstelle ist offensichtlich Material eingedrungen und hat zur Ausbildung der beobachteten Struktur geführt. Zu beiden Seiten der HFZ ist die Sedimentbedeckung mit  $2.3 \text{ g/cm}^3$  modelliert worden. Die Dichten der Kruste sind im Süden mit 2.7 bzw.  $2.9 \text{ g/cm}^3$  um etwa 10 % dichter als im Norden ( $2.5$  bzw.  $2.6 \text{ g/cm}^3$ ). Auch in dem Riftmaterial findet sich dieser Kontrast zwischen Nord und Süd. Hier wurden  $2.8$  bzw.  $2.5 \text{ g/cm}^3$  ermittelt. Die daraus berechneten Schwerewerte des Modells weichen um nicht mehr als  $\pm 20 \text{ mGal}$  von den gemessenen ab.



Diese Angaben bewegen sich exakt in der von Jubelt & Schreiter (1980) vorgegebenen Bandbreite von 2.6 bis 2.8  $\text{g/cm}^3$ . Dem gegenüber werden Basalte mit 2.7 bis 3.0  $\text{g/cm}^3$  angegeben. Da aber besonders die "ozeanischen" (tholeiitische und alkalische) Basalte Dichten von 2.8 bis 3.0  $\text{g/cm}^3$  aufweisen (Jubelt & Schreiter, 1980) unterstützt das Schweremodell die Hypothese einer Serpentin Intrusion. Tatsächliche Nachweise, wie Dredgen an den Flanken der Struktur, können hier absolute Sicherheit geben und weitere Anhaltspunkte über den wahren Chemismus des Materials geben.

In der Folge der Beobachtungen zur möglichen Existenz von Serpentiniten in der Hero Fracture Zone ist die Blauschiefer-Region Smith Island (SI; Abb. 3) von besonderem Interesse. Die Insel liegt genau in der Verlängerung der HFZ, genau wie sich die Inseln Elephant und Clarence Island in der Verlängerung der Shackleton Fracture Zone befinden. Diese sind die einzigen weiteren Vorkommen von Blauschiefern (Henriet et al., 1992). Ihre Entwicklung findet bei Drücken von 300 bis 500 MPa (Tiefen von 12 bis 20 km) und Temperaturen von 250 bis 450 °C statt, also in dem typischen Umfeld konvergenter Plattenränder. Da sie sich über die Zeiten erhalten haben, müssen sie durch Hebungsprozesse vor einer weiteren Metamorphisierung zu Grünschiefern oder Amphiboliten bewahrt worden sein. Cloos & Shreve (1988) beschreiben einen "Kontrollpunkt" der Subduktion, an dem sich die Blauschiefer von der überschiebenden Platte lösen können. Diese Punkte, zu denen die Mélange der Subduktion aufsteigt, liegen etwa 30 bis 40 km unter der Oberfläche. Nimmt man für Smith Island die Entstehungstiefe von 24 bis 30 km Tiefe für diesen Punkt an, so haben die ersten Bestandteile der Hero Fracture Zone diese Stelle nach etwa 70 km erreicht. Bei den berechneten Konvergenzraten dauerte dies etwa 1.5 Mio. Jahre, d.h. für den restlichen Aufstieg verbleiben 14 bis 18 Mio. Jahre. Aus diesen Abschätzungen ergibt sich eine Aufwärtsbewegung für die Blauschiefer von SI von wenigen Millimetern pro Jahr, eine nicht ungewöhnliche Abschätzung für Material, das durch geringe Kompaktion gekennzeichnet ist. Solche Beobachtungen werden jedoch nicht an aktiven Subduktionszonen beobachtet (Cloos & Shreve, 1988). Dies rechtfertigt die weitere Spekulation, daß ein Zusammenhang von Subduktionsstop, Blauschieferbildung und Hebung solcher Terrane besteht, der auf der Kollision von aktiven Kontinentalrändern und Spreading-Rücken beruht (Henriet et al, 1992).

ANT-VI/2 -- PROFILE 1B



## 8.) Region der Bransfield Straße

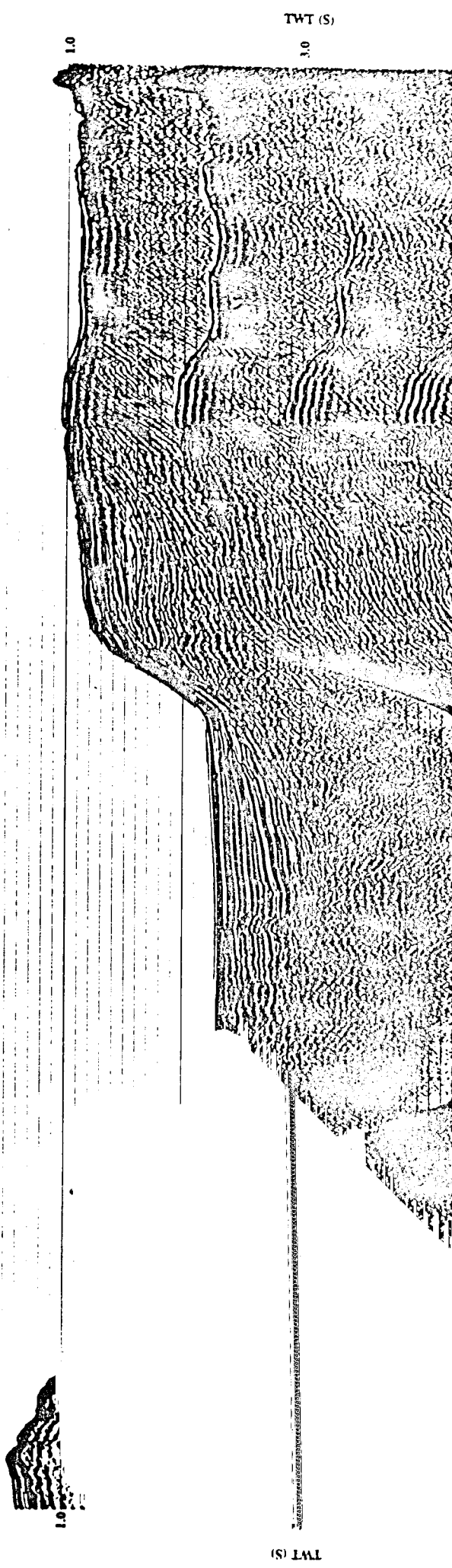
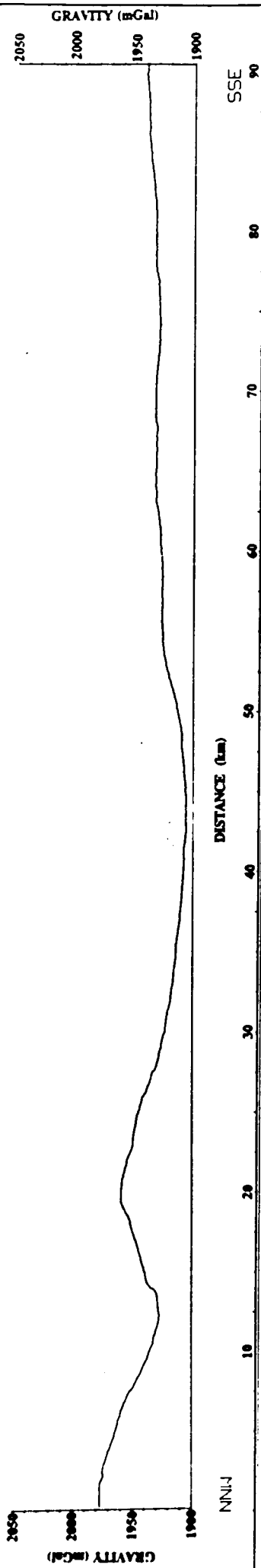
### 8.1.) Auswertung der Reflexionsseismik

In der Bransfield Straße (BS) wurden insgesamt vier Reflexionsprofile aufgenommen (Abb. 1). Das Profil 1 Süd quert den Nord-Ost Ausgang der BS zwischen der Nordspitze von King George Island (KGI) und der Hope Bay. Gemeinsam mit der Linie 9 liegen diese Schnitte in dem zentralen Becken der BS. Profil 9 verläuft vom Südende KGI's zur Halbinsel. Weiter im Süd-Osten quert das Profil 2 die Bransfield Straße ein weiteres Mal. Die Linie beginnt an der Kaldera von Deception Island (DI) und läuft in süd-östlicher Richtung auf das Festland zu. Dieser Schnitt befindet sich im südlichen Becken der BS. Zusätzlich war hier noch Gelegenheit die Profile 2 und 9 mit der Linie 8 zu verbinden. Das Profil 8 verläuft parallel zur Hauptrichtung der Bransfield Straße dicht unterhalb der Süd Shetland Inseln (SSI).

Die Linien 1 Süd und 9 (Abb. 30 und 31) zeigen vergleichbare Charakteristika in ihrem Reflexionsbild und dem Verlauf der Meeresbodentopographie. Die Linie 1 Süd quert die BS im nord-östlichen Ende des zentralen Beckens. Es erstreckt sich über eine Entfernung von ca. 130 km in NNW-SSE Richtung. Der Profilanfang wurde dicht an die Hope Bay, am Nordende der Antarktischen Halbinsel gelegt. Die Linie endet am süd-östlichen Ende der Insel King George Island.

Von einer Wassertiefe von 150 m an der Halbinsel sinkt der Meeresboden auf der Linie 1 Süd unter einer Neigung von ca.  $1-3^\circ$  bis in eine Tiefe von 1960 m. Dabei wird der Hang von zwei Stufen unterbrochen, die jeweils einen Höhengsprung von 450 m ausmachen. Der erste Abschnitt wird durch ein sehr diffuses Reflexionsbild geprägt, das von einer Vielzahl von Diffraktionsästen durchzogen ist. Durch die geringe Wassertiefe bedingt, erscheint hier schon nach 0.2 bis 0.8 Sek. Zweiweglaufzeit (TWT) die erste Meeresbodenmultiple. Ihre Amplitude ist so kräftig, daß alle anderen Reflexionen überdeckt werden. Erst bei Profilkilometer 25 (Abb. 30 und 33) sind deutliche Reflexionen zu erkennen. Diese verlaufen sehr steilstehend und sind teilweise bis in den nächsten Abschnitt zu verfolgen. Im unteren Teil des südlichen Hanges der Bransfield Straße sind deutliche Reflexionshorizonte zu erkennen. Sie entstammen einem 0.5 bis 0.7 Sek. TWT (ca. 500 m (2000 m/s)) mächtigen Sedimentpaket. Im direkten Anschluß an die Hangstufe befindet sich ein Sedimenttrog. Er hat eine laterale Ausdehnung von ca. 10 km (35-45) und eine Tiefe von etwa 0.6 s TWT, d.h. etwa 600 m (2000 m/s). Die untere Begrenzung der Sedimente ist durch eine große Anzahl kleiner Diffraktionen gekennzeichnet.

# GNT-01 2 -- PROFILE 9



Diese werden als Obergrenze des ozeanischen Basement interpretiert. Dabei wird die Vielzahl der Diffraktionen durch eine stark zerrüttete Oberfläche gebildet. In mariner Umgebung ist eine solche Fläche durch das erstarrte basaltische Material des Basement gegeben. Daher werden die in direkter Umgebung des Rifts (III in Abb. 33 oben) angesiedelten Diffraktionen als Indikator für die Ausdehnung ozeanisierter Kruste angesehen. Diese Annahme, die leider nicht durch geologische Probennahme untermauert werden kann, ist aber in diesem speziellen Fall und Gebiet zulässig und richtig. Die Diffraktionen lassen sich bis unter die Sohle der Bransfield Straße verfolgen (Abb. 30 und 33 [II und III; oben]). Hier sind sie besonders stark unter der Erhebung bei Kilometer 85 ausgeprägt. Das Reflexionsbild dieser Struktur ist nur durch Diffraktionen geprägt, also Indizien für anstehendes Erstarrungsgestein, dessen Ursprung nur das Rift der BS sein kann. Topographisch erstreckt sich das Rift über eine Breite von ca. 5 km und eine Höhe von etwa 1 km (4000 m/s). Die Lage dieser Erhebung im Becken der Bransfield Straße ist dezentral, es ist dicht unterhalb des Fußes der Süd Shetland Inseln (SSI; hier KGI) angelegt. Südlich der Struktur wird die Talsohle der BS durch einen mit Sedimenten gefüllten Graben gebildet (Abb. 30 und 33 [I; oben]). Die Reflexionshorizonte sind durch Diffraktionen gestört, die an dieser Stelle nur lokal auftreten. Der Wechsel von klaren Reflexionshorizonten und diffusen Schichtfolgen stellt die Wechsellagerung von Sediment und magmatischen Ausflüssen dar. Nach NNW steigt die Nordflanke der Bransfield Straße mit einer Steigung von  $15^\circ$  bis in 580 m Tiefe steil an. Hier sind ebenso, wie in einem anschließenden 5 km breiten Becken Sedimentreflexionen zu erkennen (Abb. 30 und 33). Diese werden im weiteren Verlauf durch die Meeresbodenmultiplen verdeckt. Hier ist durch das relativ niederfrequente Spektrum der Druckluftkanonen (s. Kap. 5) keine detailliertere Auflösung möglich.

Gleichermaßen, wie auf Profil 1 Süd, ist auch auf der Linie 9 (Abb. 31 und 33 [IV; Mitte]; Profilkilometer 20) der Rücken des BS-Riftes als starke topographische Erhebung zu erkennen. Die Dimensionen sind mit 10 km Breite und einer Höhe von ca. 2 km (4000 m/s) deutlich ausgeprägter, als auf der vorigen Linie. Die Position des Rifts ist ebenso dezentral und dicht an den Süd Shetland Inseln angeordnet. Der nördliche Hang der Bransfield Straße fällt hier mit  $25^\circ$  von 360 m sehr steil auf 1300 m Wassertiefe ab. Im Hang der SSI sind zwei Stufen mit etwa 220 m Höhenunterschied zu erkennen (Abb. 31 und 33). Soweit die Reflektoren nicht durch die Meeresbodenmultiple verdeckt werden, ist ein Sedimentbecken zu erkennen. Die Mächtigkeit erreicht bis zu ca. 500 m (2000 m/s). Oberhalb dieser Schichten sind sehr steile Reflektoren bis an den Meeresboden zu verfolgen. Die Riftstruktur selbst und ihr Umfeld ist durch

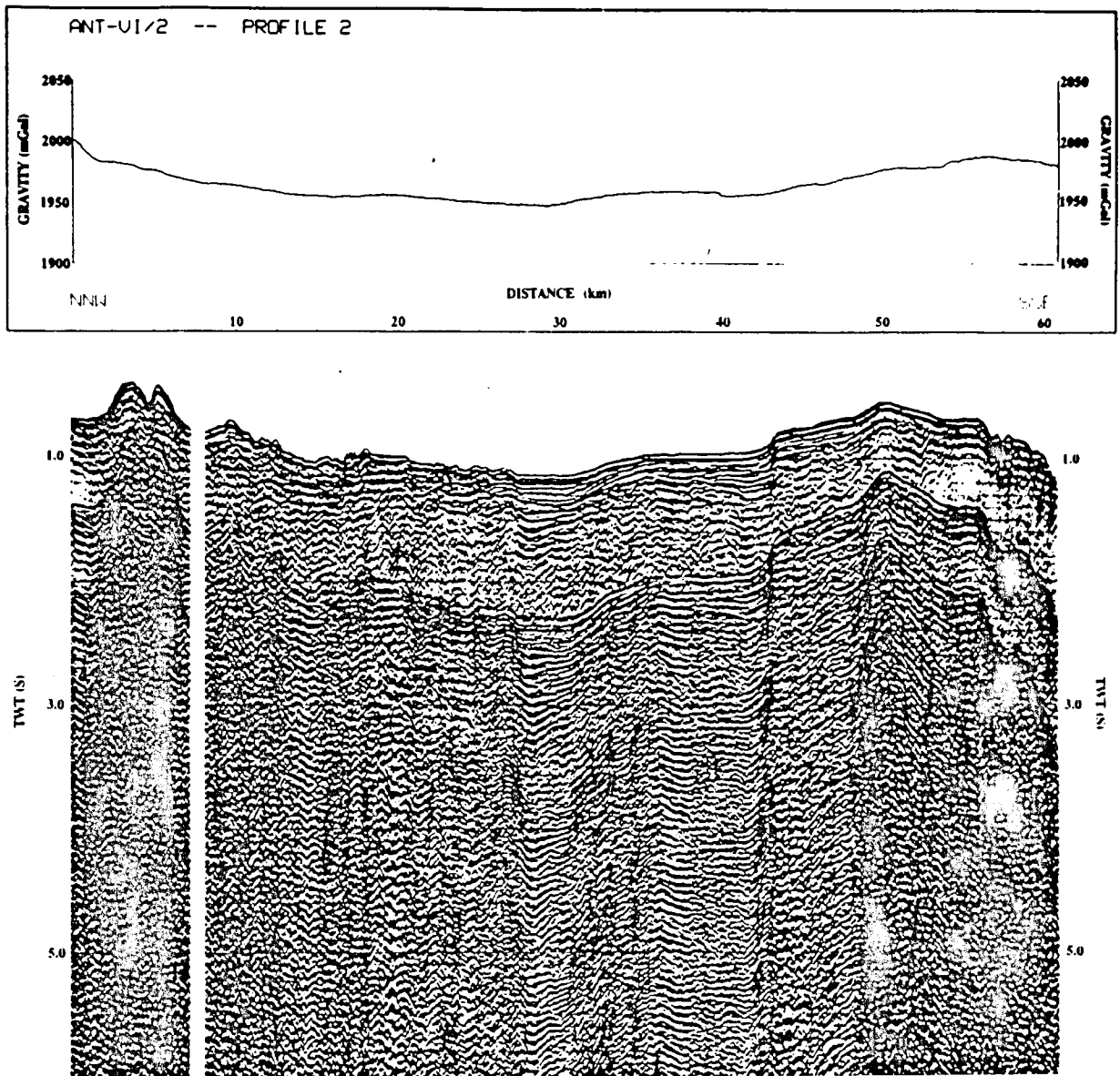


Abb. 32 Stapelung der Reflexionslinie 2 mit Gravimetrie (oben)  
Die Schwere ist in relativen Werten dargestellt

eine große Zahl von Diffraktionen gekennzeichnet (II in Abb. 33 Mitte). Diese markieren den Einflußbereich der magmatischen In- und Extrusionen. Besonders deutlich wird dies in der Talsohle der BS, zwischen Profilkilometer 25 und 50 (Abb. 31 und 33 [III; Mitte]). In der südlichen Hälfte dieses Abschnittes sind klare Sedimentfolgen zu erkennen. Die Reflexionshorizonte weisen eine deutliche Neigung zum Zentrum der Bransfield Straße auf. Sie werden ab Profilkilometer 35 schlagartig durch Diffraktionen gestört, nach Norden lassen sich nur noch die kräftigsten Horizonte weiter verfolgen. Die Zwischenlagen sind durch die o.a. Diffraktionen stark gestört. Der Übergang zwischen den beiden Abschnitten wird durch einen "Stapel" besonders kräftiger Diffraktionen gekennzeichnet (Abb. 31 und 33). In der Migration bilden sie sich zu einer deutlichen Schwelle aus (Abb. 21). Diese hat offensichtlich die weitere Ausdehnung der Laven vom Rift her verhindert und damit zu dem beobachteten Schnitt in der Reflexionscharakteristik geführt. Es bleibt die Frage nach der Ursache dieser "Schwelle", welche Prozesse haben ihre Entwicklung gesteuert? Da die Einsätze durch die "Schwelle" hindurch zu erkennen sind, muß sie mit der Sedimentation mitgewachsen sein. Sie kann nicht zu einem bestimmten Zeitpunkt in ihrer heutigen Größe angelegt worden sein. Offensichtlich hat hier neben der vulkanischen Aktivität des Riftes eine lokal begrenzte Hebung stattgefunden. Diese könnte durch den Aufstieg eines Plutons oder durch lokal konzentrierte tektonische Kompression verursacht worden sein. Tieferliegende Reflexionen sind durch die Meeresbodenmultiple verdeckt (Abb. 21 und 33), so daß keine weiteren Anhaltspunkte zu dieser Fragestellung gegeben werden. Im Gegensatz zum Profil 1 Süd ist die südliche Flanke der Bransfield Straße auf diesem Schnitt gleichermaßen steil angelegt, wie der nördliche Hang. Die Neigung beträgt etwa  $36^\circ$ . Mit einer Mächtigkeit von ca. 200 m (0.2 s TWT; 2000 m/s) sind auf dem Hang Sedimente abgelagert. Die Reflexionen der Schichtfolgen lassen sich nahezu konstant über die ganze Sektion verfolgen (Abb. 31 und 33). Auf der Seite der Halbinsel lassen sich in einem Bereich bis zu 15 km vom Hang entfernt Reflexionen eines weiteren Sedimentbeckens verfolgen. Diese erreichen eine Mächtigkeit von etwa 500 m (0.5 s TWT; 2000 m/s). Nach SSE steigen die Reflektoren alle unter einem Winkel von  $14^\circ$  (2000 m/s) zum Meeresboden hin an. Die Ausläufer sind dort nur mit einer dünnen Sedimentschicht bedeckt (Abb. 31 und 33). Weiter in Richtung auf die Halbinsel sind keine internen Reflexionen mehr zu beobachten. Das Sektionsbild wird hier durch Diffraktionsäste aus den oberen Ablagerungen überdeckt. Somit ist auf einen harten Meeresboden mit rauher Oberfläche zu schließen, der nur mit wenig Sediment bedeckt ist. Deutliche Diffraktionen sind auch im übrigen Bereich des Profiles zu erkennen. Hier bilden sie die untere Begrenzung der Sedimentreflektoren. Wie auch schon auf dem Profil 1 Süd gesagt, werden

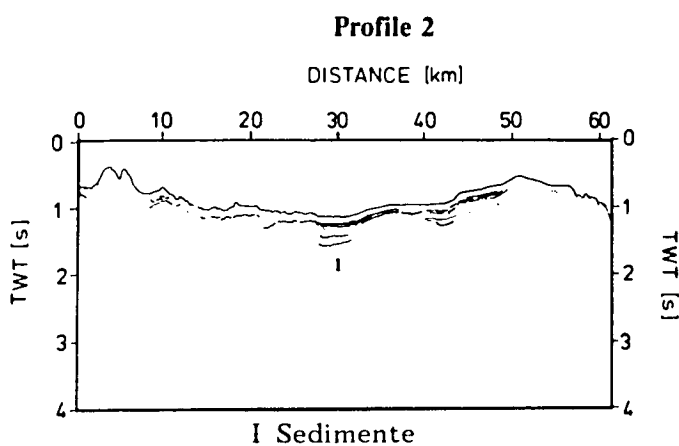
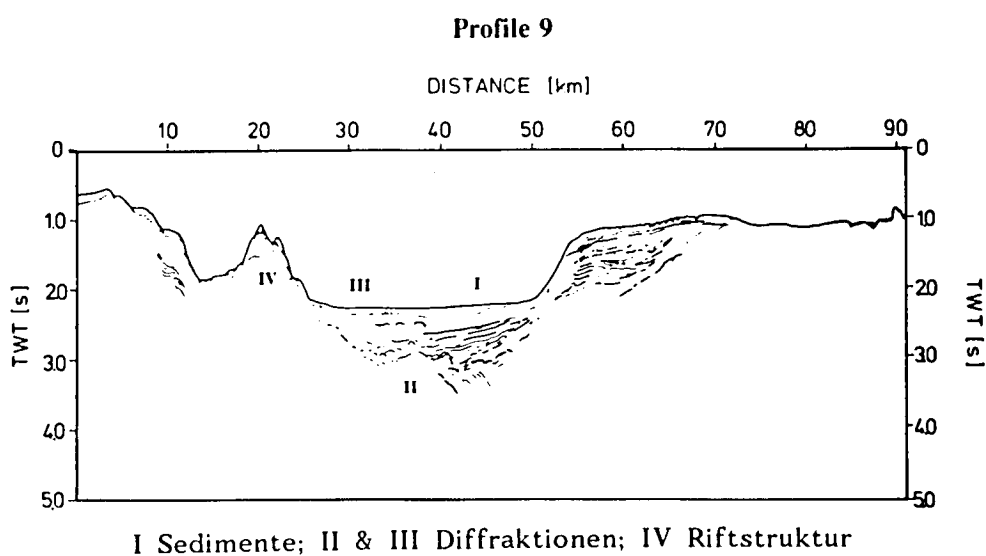
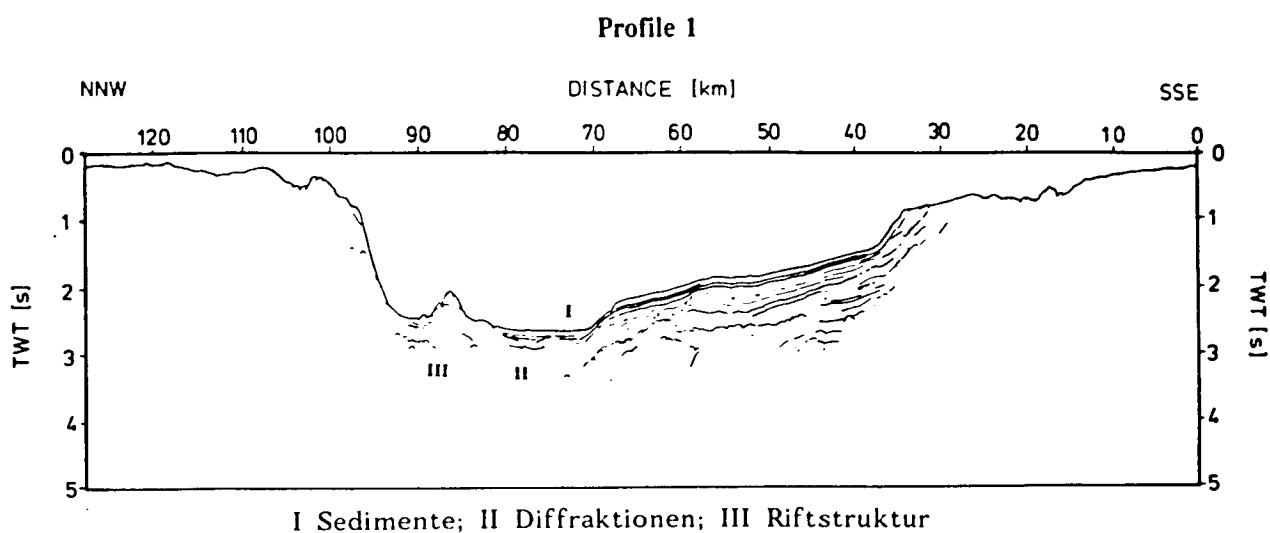


Abb. 33 Linedrawing der Reflexionslinien in der Bransfield Straße  
oben: Profil 1 Süd    Mitte: Profil 9    unten: Profil 2



diese Diffraktoren als Indikator für die Obergrenze des ozeanisierten Basements angenommen. Reflexionen aus größerer Tiefe werden nicht beobachtet, bzw. durch die Meeresbodenmultiple verdeckt.

Das südlichste Profil dieses Fahrabschnittes durch die Bransfield Straße verläuft im südlichen Becken der BS (Abb. 32 und 33). Der Anfangspunkt liegt im NNW unmittelbar an der Kaldera Deception Island und erstreckt sich dann über ca. 60 km in Richtung SSE auf die Halbinsel zu. Thermale Quellen innerhalb der Kaldera zeigen die noch junge vulkanische und tektonische Aktivität in diesem Gebiet. Dies ist auch in der Struktur der seismischen Sektion zu erkennen. Eine, möglicherweise als Rift zu interpretierende Erhebung ist am NNW Ende der Linie zu erkennen. Mit einer Ausdehnung von nur 3 km Breite und 220 m Höhe (0.3 s TWT; 1450 m/s) ist sie um vieles kleiner, als auf den oben beschriebenen Sektionen. Die Position der Struktur liegt in unmittelbarer Verlängerung zu DI und ist absolut asymmetrisch innerhalb der Straße angeordnet. Im Gegensatz zu den Linien im zentralen Becken der Bransfield Straße fehlen auf der Linie 2 die Diffraktionen in der direkten Umgebung des Riftes (Abb. 32 und 33). Ebenso sind die das ozeanische Basement markierenden Diffraktionen, nicht vorhanden. Die Schlußfolgerung daraus führt zu der Annahme, daß es sich hierbei um eine rein kontinentale Kruste handelt. Der Riftprozess ist nicht sehr weit fortgeschritten, oder auch gerade erst im Entstehen. Letzteres bedeutet aber Probleme in der Ursachenfindung, liegt das Profil 2 doch in wesentlich größerer Entfernung zu den noch in jüngerer Zeit aktiven Abschnitten der Subduktionszone als die Linien 9 und 1 Süd (Abb. 1; Kap. 7). In der Mitte der Linie 2 wird auf einer Breite von ca. 10 km eine grabenähnliche Struktur beobachtet (Abb. 32 und 33 [I; unten]). Interne Reflexionen zeigen eine bis zu 700 m (0.7 s TWT; 2000 m/s) mächtige Sedimentfüllung an. Nach SSE, auf die Halbinsel zu, schließt sich eine kleine Senke mit mehreren Reflexionshorizonten an. Der gesamte Bereich des Profiles, ab etwa 20 km, ist mit Sedimentlagen von nicht mehr als 100 m (0.1s TWT; 2000 m/s) Mächtigkeit bedeckt. Interne Reflexionshorizonte können nicht erkannt werden. Kleinere Reflektoren treten mit wechselnden Neigungen auf, was als ein Indiz für mögliche tektonische Beanspruchungen gedeutet werden kann. Es ist aber festzustellen, das keine Störung bis zur Oberfläche verfolgt werden kann, was gegen solche Aktivitäten in rezenter Zeit spricht.

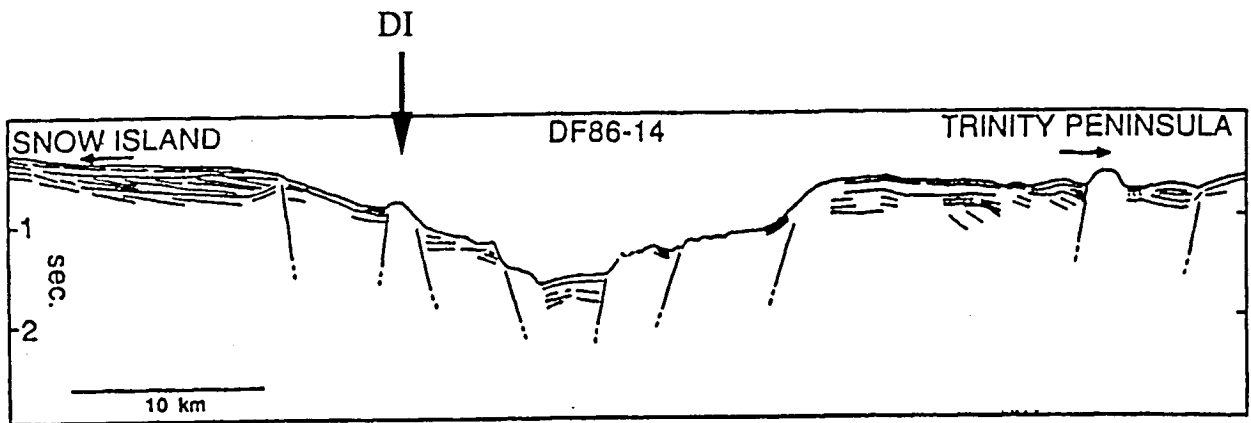
## 8.2.) Ozeanisierung in der Bransfield Straße

Bedingt durch einen hohen Reflexionskoeffizient am Meeresboden besitzt die Meeresbodenmultiple nahezu die gleiche Energie, wie die Reflexionen der Sedimente. Als Folge dieses Amplitudenverhaltens ist es nicht möglich, aus den Sektionen ein detailliertes Bild der internen Krustenstruktur abzuleiten (s.o.) Direkte Aussagen über den Typus der Kruste (ozeanisch oder kontinental) sind nicht anzugeben. Aus den reflexionsseismischen Untersuchungen ozeanischer Kruste (Linien 3-7; Abb. 3 und 22 bis 27) wird deutlich, daß die Obergrenze des ozeanischen Basement durch eine dichte Abfolge von Diffraktionen abgebildet wird. Dieses Erscheinungsbild wird auch in weiten Abschnitten der Bransfield Straße beobachtet (Kap. 8.1.). Anhand dieser Reflexionsmuster soll hier die Bestimmung auf indirektem Wege erfolgen und das Ergebnis skizziert werden.

Die Linie 2 im westlichen Becken der BS wird durch Horst- und Grabenstrukturen geprägt (Kap. 8.1.; GRAPE, 1990). Die Reflexionscharakteristik ergibt keinerlei Anzeichen einer Ozeanisierung (z.B. Vielzahl kleiner Diffraktionen vom ozean. Basement). Die rezent aktive Vulkaninsel Deception Island spricht für einen Einfluß des Riftprozesses nördlich des Profils. Das heißt, daß die Linie des Rifts hier mindestens ebenso dicht an den Süd Shetland Inseln verläuft, wie das auf den Linien 9 und 1 Süd beobachtet wird (GRAPE, 1990).

Jeffers (1988) postuliert den Verlauf des Rifts an dieser Stelle südlich von Deception Island. Die hier aufgenommene Linie DF86-14 (Anderson & Jeffers, 1990; Abb. 34) verläuft südwestlich von Deception Island parallel zum Profil 2. Deutliche Riftstrukturen, wie sie auf den Profilen 9 und 1 Süd durch Seamounts zu erkennen sind, werden auf der Linie DF86-14 nicht interpretiert. Wohl aber zeigt die Bathymetrie eine zentrale (ca. 20 km breite und 1.5 km tiefe) Beckenstruktur. Ihr Ursprung ist wohl in der tektonischen Beanspruchung der Region in Folge des Subduktionsprozess am Süd Shetland Graben begründet.

Die beiden, in ihrer Interpretation nicht einheitlichen Linien (Profil 2 und DF86-14), sprechen für die Annahme, daß das Rifting in diesem Bereich der Bransfield Straße noch nicht so weit fortgeschritten ist, wie im Nordosten. Dies wird auch durch die Analyse von Erdbeben bestätigt. Pelayo und Wiens (1989) interpretieren Erdbeben mit Herdlösungen, die einem NW-SE gerichteten "Normal Faulting" entsprechen. Besonders durch ein großes Beben ( $M_s \gg 7.0$ ) ca. 60 km südlich von Deception Island wird die Annahme aktiver öffnungstektonischer Spannungen unterstützt. Beben aus den Jahren 1963 - 1985

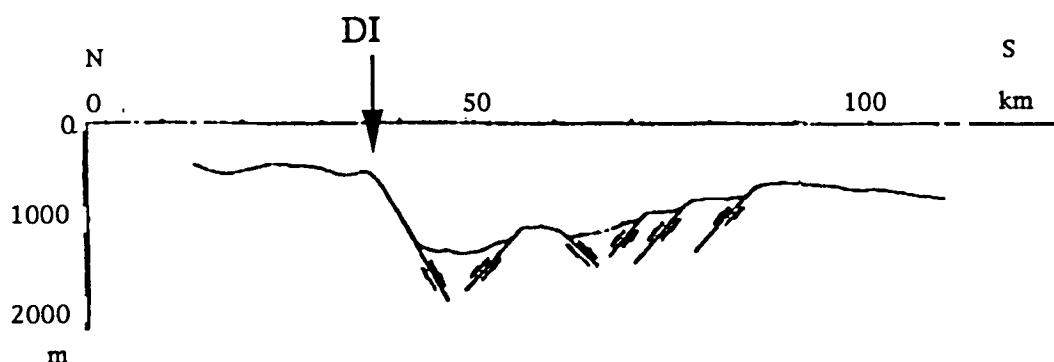


**Abb. 34 Linedrawing der Linie DF86-14  
(Anderson & Jeffers, 1990)**

DI: projizierte Position von Deception Island

(Pelayo und Wiens, 1989) konzentrieren sich auf das südwestliche Ende der Bransfield Straße. Die Herdlösungen dieser Beben liegen im Bereich von etwa 10 - 15 km Tiefe. Ein Teil der Lokationen konzentriert sich um die Insel Deception Island und muß zumindestens teilweise den vulkanischen Aktivitäten zugeordnet werden. Die übrigen Beben liegen abseits dieser speziellen Region. Sie reihen sich zum Teil in Streichrichtung auf, zum Teil bilden sie eine Kette, die quer zum Streichen am SW Ende der BS verläuft. Pelayo und Wiens (1989) vergleichen die Beben mit einer typischen Verteilung von Herdtiefen und seismischem Moment, wie sie von mittelozeanischen Rücken bekannt ist. Die Beben der BS sind deutlich tiefer (15 km gegenüber 1-2 km) und deutlich stärker ( $3.9 \cdot 10^{26}$  dyn cm gegenüber  $5 \cdot 10^{25}$  dyn cm). Das Rifting der Bransfield Straße wird im Südwesten somit eindeutig der Extension mächtiger kontinentaler Kruste zugeordnet und nicht einem Regime mit ozeanischem Spreading (Pelayo und Wiens, 1989).

Ca. 40 km weiter westlich von Deception Island wird von Wenzheng und Shuigen (1989; Abb. 35) ein Profil beobachtet, das die BS in N-S Richtung quert. Der topographische Verlauf dieser Linie mit den interpretierten Störungen zeigt im Norden eine Wassertiefe von nur 500 m. Entlang einer steilen Flanke neigt sich der Meeresboden bis in 1500 m Tiefe hinab. Zur Antarktischen Halbinsel hin verringert sich die Wassertiefe wieder bis auf 800 m. In der Mitte des Profiles wird das flankierte Becken durch einen Horst



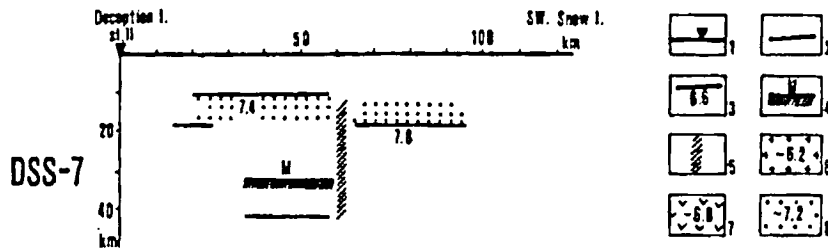
**Abb. 35 Linedrawing der Linie Nr. 6**  
(Lu & Wu, 1989)

DI: projizierte Position von  
Deception Island

asymmetrisch geteilt. Diese Struktur liegt deutlich dichter an der nördlichen Flanke, als an der südlichen. Wird die Streichrichtung der Bransfield Straße nur wenige Grad nach SW gedreht, so trifft man in der Verlängerung von Deception Island direkt auf diesen Horst. Die Verbindung zwischen der Erhebung auf Profil 2 (s.o.) dicht südlich von DI und der Erhebung auf dieser Linie fällt mit dem Streichen der BS sehr gut zusammen. Somit ist eine Fortsetzung des Rifts nach SW zu vermuten, dessen nördlicher Anschlußpunkt dicht bei oder unterhalb von Deception Island zu finden ist.

Guterch et al. (1991) modellieren auf der Reflexionslinie DSS-7 (Abb. 36) in der Region des Horstes der o.a. Linie eine Geschwindigkeit von  $7.4 \text{ km/s}$  in nur 15 km Tiefe. Auf der Linie DSS-4, die mit dem Profil 2 nahezu zusammenfällt, wird nördlich von Deception Island eine Diskontinuität zu  $7.6 \text{ km/s}$  erst in 20 - 30 km Tiefe modelliert. Direkt unterhalb der Insel werden  $7.2 \text{ km/s}$  bereits in 5 km Tiefe erreicht, was in Einklang mit der obigen These zum Verlauf des Rifts steht.

Die Interpretation des Profil 2 als kontinentale Horst und Graben Struktur (Kap. 8.1.) bestätigt sich in diesen Beobachtungen. In der gleichen Region (südwestlich von Deception Island) endet auch das breite magnetische Hoch, das im zentralen Becken der BS beobachtet wird (Parra et al., 1988). Die Anomalien setzen sich von hier aus nur noch punktuell fort.



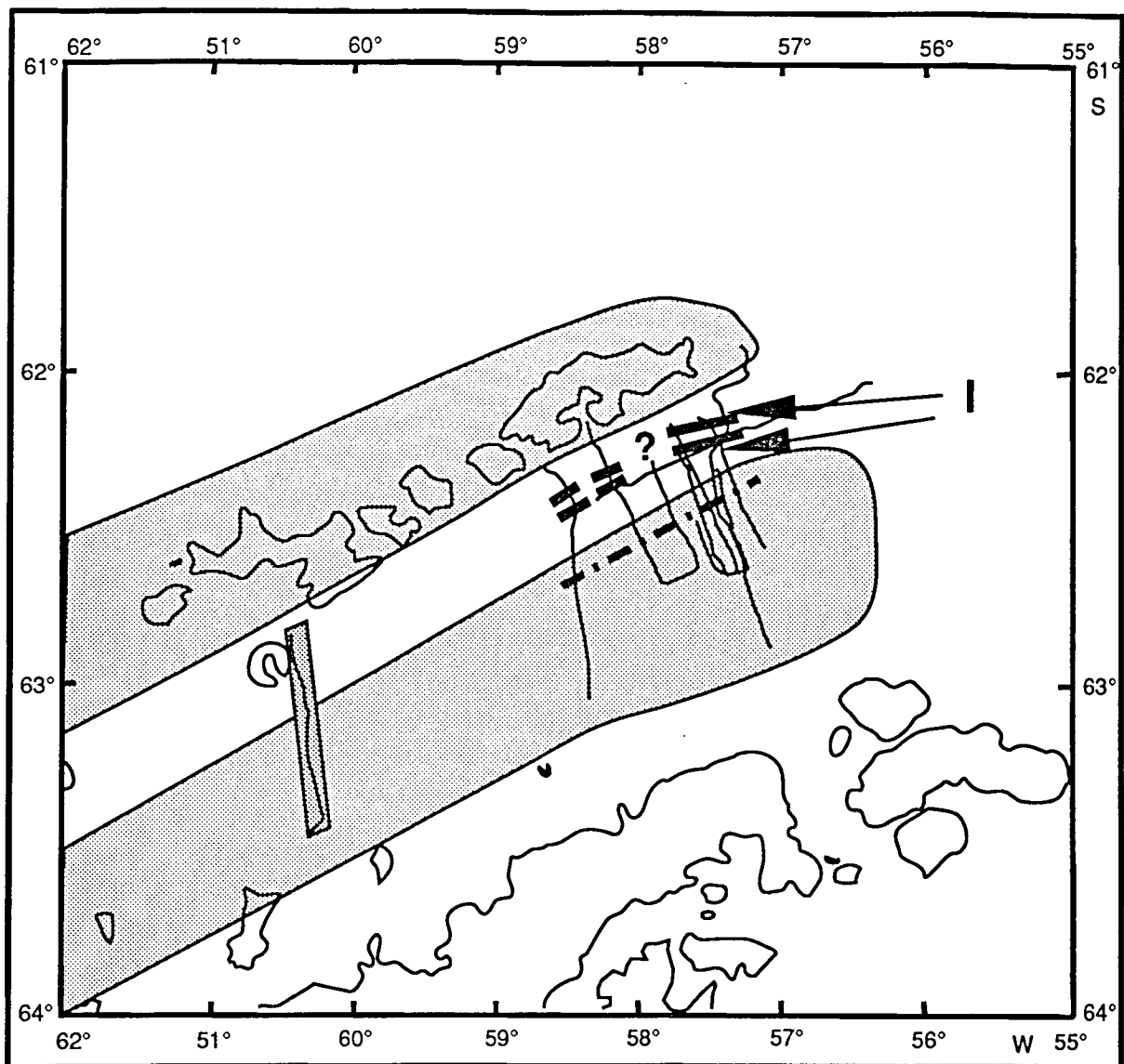
**Abb. 36 Modell der Krustenstruktur bei Deception Island**  
(Guterch et al., 1991)

- 1 Position der Refraktionsstationen
- 2 Reflexionshorizont
- 3 Refraktionshorizont mit Geschwindigkeit
- 4 Moho
- 5 Kontaktzone von Krustenblöcken; starker Dämpfung
- 6 obere Kruste mit Geschwindigkeit
- 7 untere Kruste mit Geschwindigkeit
- 8 Hochgeschwindigkeitszone








Aus diesen Beobachtungen ergibt sich der Schluß, daß die Ausbildung des Rifts bisher nur wenig weiter südwestlich als Deception Island vorangeschritten ist.

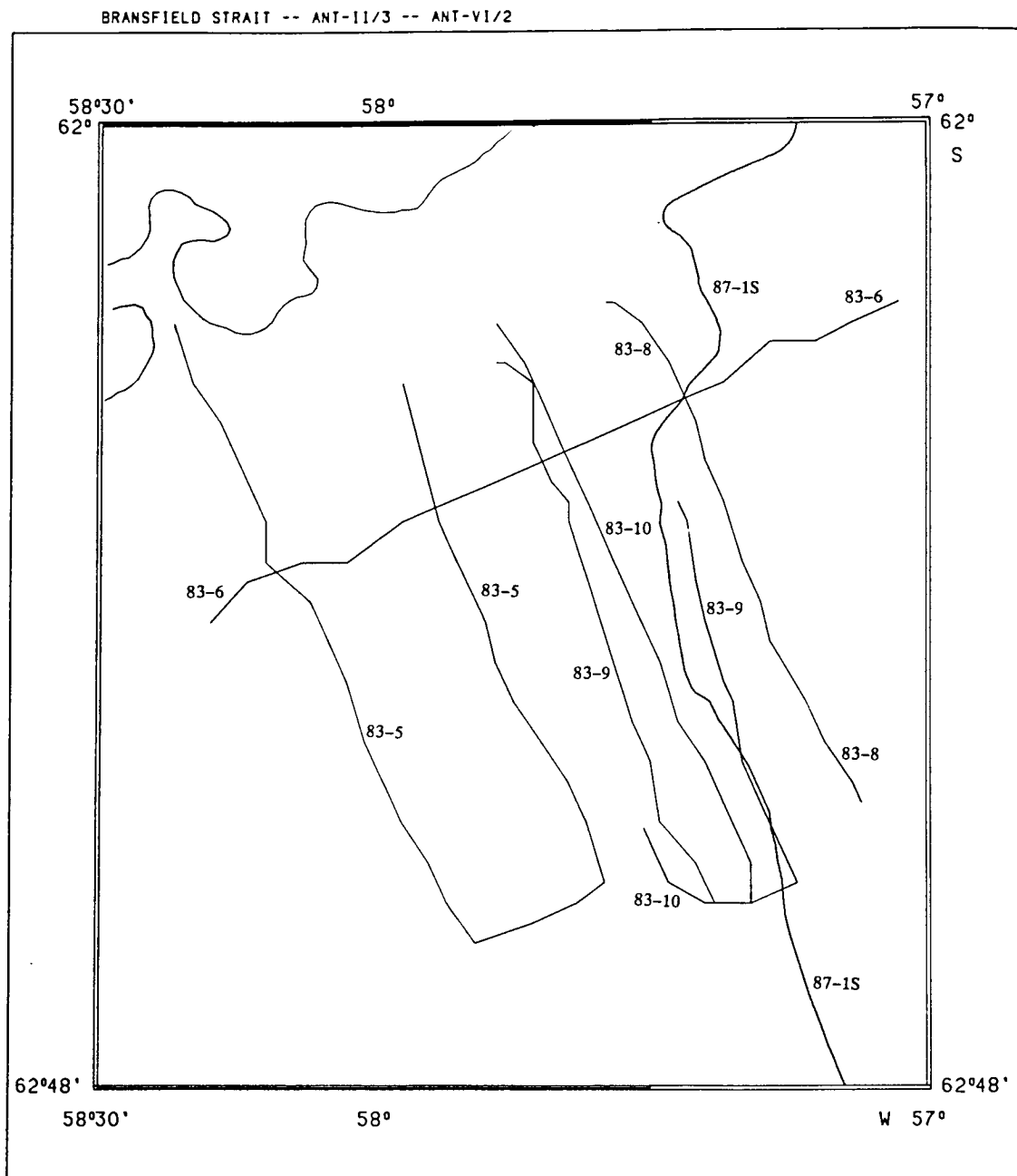
Die Linien 9 und 1 Süd werden beide durch einen Seamount asymmetrisch geteilt. Diese Struktur, die die Position des Rifts markiert, liegt in beiden Fällen dicht unterhalb der Süd Shetland Inseln (Kap. 8.1.; GRAPE, 1990). Ausgehend von den Seamounts läßt sich eine Abfolge von kleineren Diffraktionen unterhalb der Sedimente verfolgen. Dieser Horizont wird als Oberkante des ozeanischen Basement interpretiert (GRAPE, 1990), dessen Basaltmaterial für die Diffraktionen verantwortlich ist. Von diesem Ansatz aus läßt sich die Reichweite der Ozeanisierung im zentralen Becken in Richtung der Antarktischen Halbinsel abschätzen (Abb. 37).

Im Linedrawing der Linie 9 (Abb. 33) sind die Diffraktionen des ozeanischen Basement bis unter den Fuß des Kontinentalhanges (km 50) zu verfolgen. Ähnlich stellt sich die Situation auf dem Profil 1 Süd (Abb. 33) dar. Hier ist das ozeanische Basement bis zum Kilometer 70, dem südlichen Ende des zentralen Beckens, zu verfolgen. Eventuell sind die Diffraktionen unter den Hangsedimenten ebenfalls als ozeanisches Basement zu deuten. Diese würde eine Ausweitung der Ozeanisierung bis zum Profilkilometer 40 bedeuten. Die Interpretation in diesem Bereich ist jedoch nicht eindeutig (vgl. Kapitel 8.4.).



**Abb. 37 Ozeanisierung in der Bransfield Straße**

-  Riftstruktur durch Seismik belegt
-  Riftstruktur in der Seismik nicht eindeutig
-  Reichweite der Diffraktionen in der Seismik
-  Lage des "Batholit-Körpers" nach Garrett (1990)
-  kontinentaler Krustentyp (Horst-Graben Struktur)
-  Übergangszone zwischen zwei Riftabschnitten
-  Grenzen des Rift in der Schweremodellierung



MERCATOR-PROJEKTION BEZUGSBREITE: -62.00 GRAD MASS-STAB: 1:250000

Abb. 38 Lageplan der Reflexionsprofile der Expeditionen ANT-II/3 und ANT-VI/2 innerhalb der Bransfield Straße

83-n ANT-II/3 nach Theilen (priv. Komm.)

87-n ANT-VI/2

### 8.3.) Laufzeitpläne für die Sedimentbedeckung im zentralen Becken der Bransfield Straße

Im Jahr 1983 wurden während der Expedition ANT-II/3 mit dem FS "Polarstern" bereits Reflexionsprofile in der Bransfield Straße aufgezeichnet (Abb. 38, Theilen, pers. Kom.). Als Anregungsquelle für diese Linien wurde im Gegensatz zu der Kampagne ANT-VI/2 2 kleine Airguns mit je 0.6 l Kammervolumen verwendet, da das Augenmerk auf die Sedimentstruktur gerichtet war. Dementsprechend ist die Auflösung in diesem Bereich höher und die Eindringtiefe der Signale geringer.

Die Profile 5, 6, 8, 9 und 10 dieser Kampagne liegen in der unmittelbaren Umgebung der Linie 1 Süd (Abb. 38), ebenfalls im zentralen Becken der BS. Leider sind von diesen Daten nur die Monitorschriebe der Onlinekontrolle (Abb. 39) verfügbar. Dadurch bedingt ist die Qualität der Darstellung bei weitem nicht optimal und führt gerade in Regionen schlechter Signalqualität zu großen Schwierigkeiten bei der Interpretation. Anhand mehrerer Schnittpunkte der Linien untereinander konnte die Verfolgung von Horizonten im Profilnetz aber sichergestellt werden. Da das Profil 1 Süd mit erheblich größeren Kanonen (4\*16 l) abgefahren wurde, ist die Auflösung der Sedimente gröber ausgefallen. Trotz dieses Unterschiedes konnte aber eine Sequenz von prominenten Reflexionen (Abb. 40) auf allen Profilen korreliert und angerissen werden.

Eine Einordnung der interpretierten Schichtpakete nach ihrem Entstehungsalter kann nicht erfolgen, da in dem Gebiet keine Quelle über absolute Altersangaben vorhanden ist. Es sind keine DSDP Bohrungen in der Region durchgeführt worden und keine detaillierten Kenntnisse über magnetische Anomalien und ihre Korrelation mit Kruste und aufliegenden Sedimenten verfügbar. Dennoch wird der Ansatz einer stratigraphischen Untersuchung im Rahmen der vorhandenen Möglichkeiten weitergeführt, um ein möglichst zusammenhängendes Bild des abgedeckten Gebietes zu vermitteln.

Für die Kartierung des Meßgebietes wurden neben dem Meeresboden (A) fünf weitere Reflektoren (B - F) angerissen (Abb. 40). Diese Horizonte treten im gesamten Reflexionsbild durch ihre starke Amplitude und weitreichende Konstanz aus der Sektion hervor. Über weite Strecken markieren sie eine deutliche Grenze zu Reflektoren, die ober- oder unterhalb verlaufen und diskordant gegen die markierten Einsätze auslaufen. Das allgemeine Erscheinungsbild der Reflexionen zwischen diesen Horizonten ändert sich ebenfalls von einem Hiatus zum anderen.



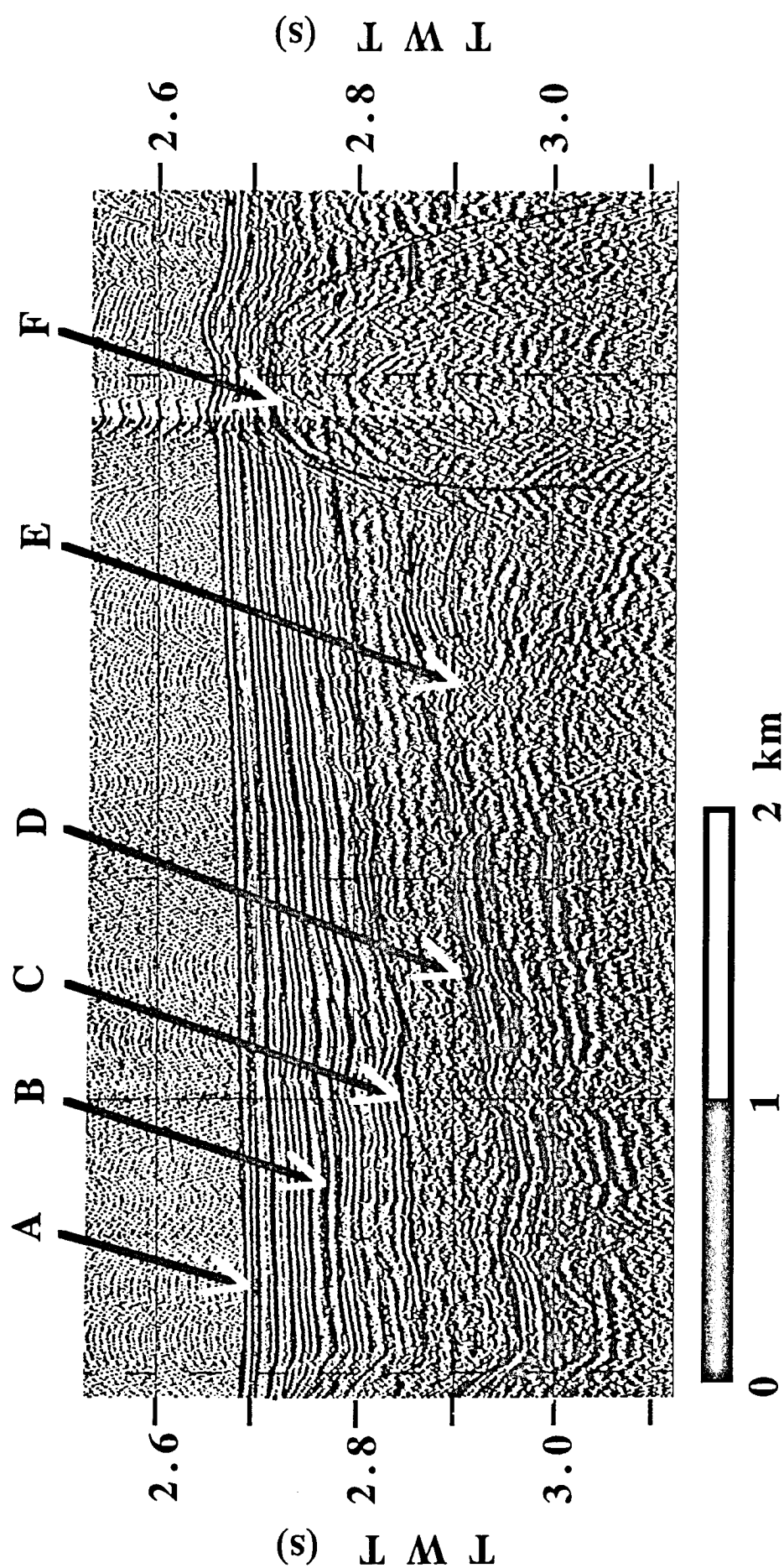
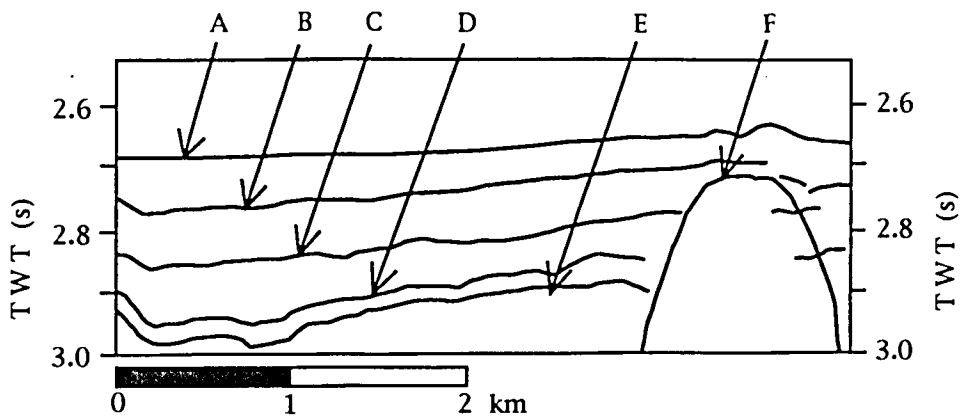


Abb. 39 Ausschnitt aus dem Profil 83-10

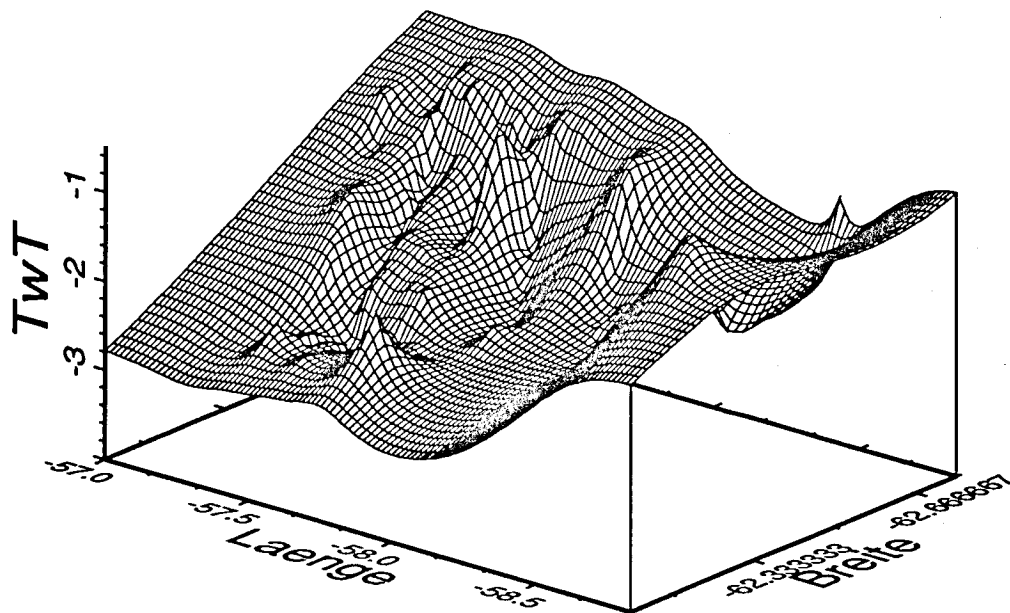
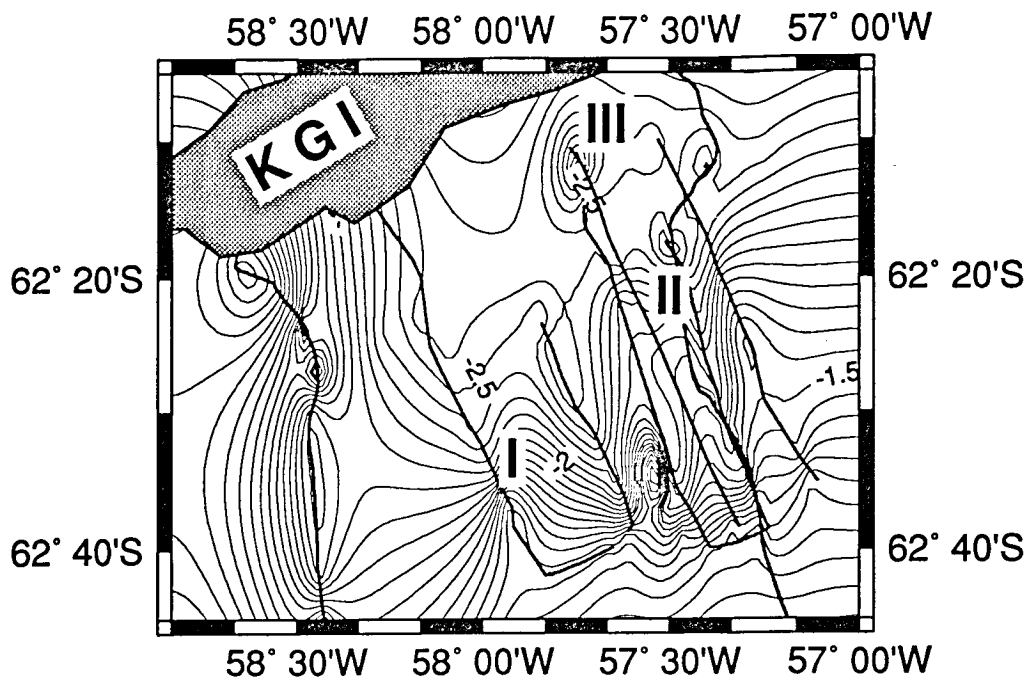
A - E : kartierte Horizonte



**Abb. 40 Linedrawing der Abbildung 39**

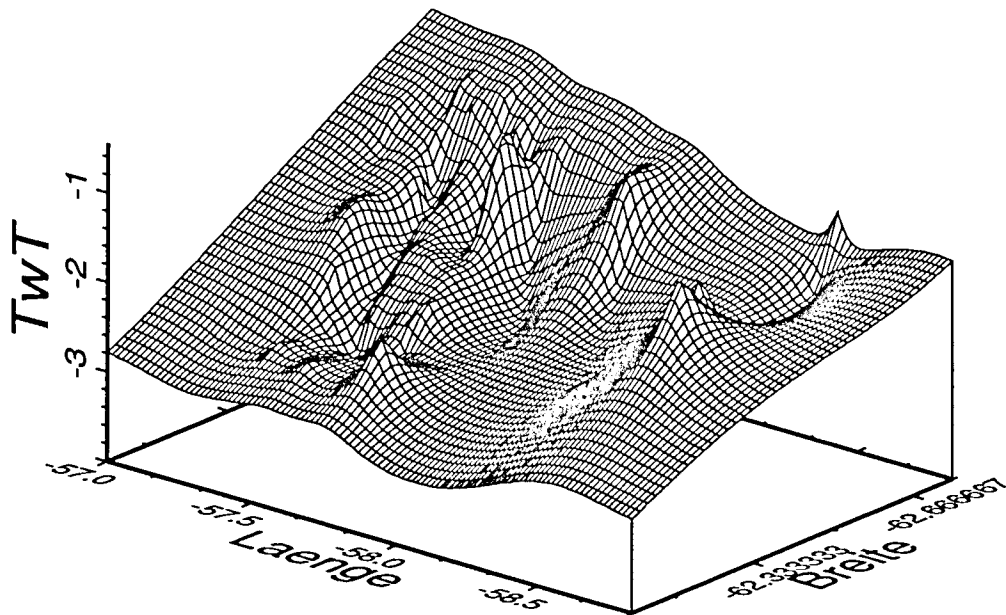
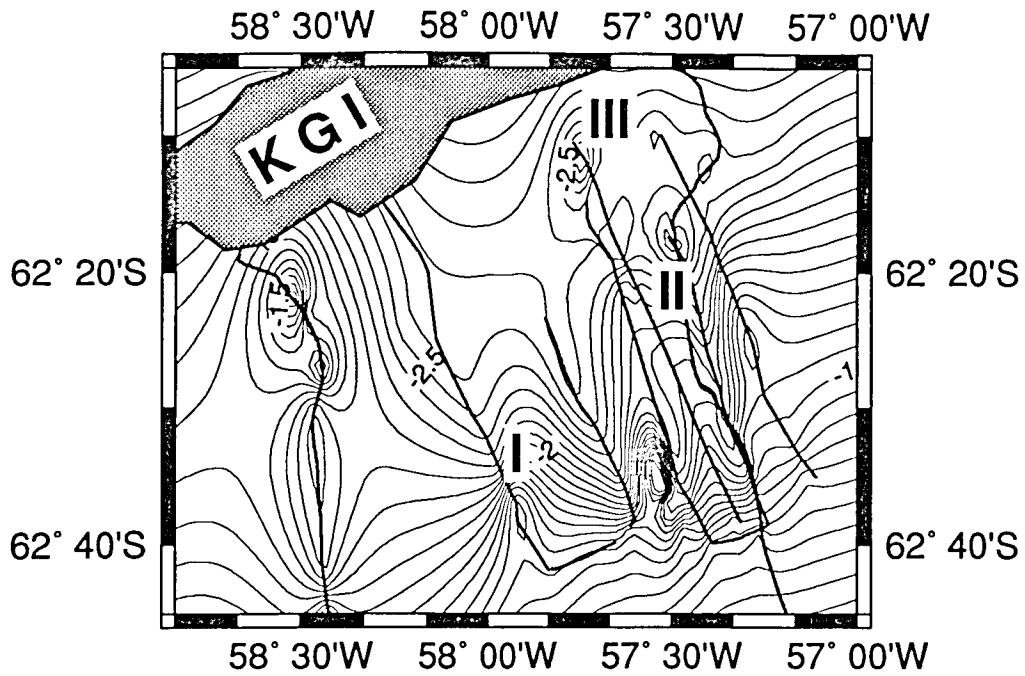
Profilausschnitt der Linie 83-10  
A - F : kartierte Horizonte

Die ungestörtesten Reflexionen werden in den jüngsten Sedimenten zwischen dem Meeresboden (A) und dem Horizont B (Abb. 40) beobachtet. Die Mächtigkeit des Paketes ist nicht konstant, überschreitet aber selten 0,1 S Zweiweglaufzeit. Die Reflektoren verlaufen im wesentlichen parallel und sind nur wenig gestört. Im Hiatus zwischen den Horizonten B und C (Abb. 40) wird das Reflexionsmuster dagegen häufiger durch diffuse Abschnitte und Versätze gestört. Die Mächtigkeit des Paketes nimmt teilweise auf 0,3 S Zweiweglaufzeit zu. Der Reflektor C bildet besonders im zentralen Teil der Bransfield Straße die Obergrenze eines Abschnittes, in dem wenige kräftige Reflektoren durch chaotisch verteilte Reflexionsstücke überlagert werden. Die Mächtigkeit dieses Abschnittes bewegt sich zwischen 0,1 und 0,2 S Zweiweglaufzeit. Zu späteren Laufzeiten wird diese Schicht von dem Horizont D (Abb. 40) begrenzt. In Teilbereichen wird der sonst relativ glatte Verlauf dieses Horizontes durch Diffraktionen gebildet. Hier sind deutliche Einflüsse tektonischer Beanspruchung zu erkennen, die auch die tiefer liegenden Horizonte beeinflußt haben. Die Mächtigkeit des Hiatus zwischen den Reflektoren D und E (Abb. 40) überschreitet selten 0,1 S. Auf Grund der nachlassenden Reflexionsenergie ist der Horizont E der letzte durchgehend zu interpretierende Einsatz in den Sektionen der Kampagne ANT-II/3. Er stellt den oberen Einsatz einer Folge von drei oder vier Reflexionen mit recht kräftiger Amplitude dar.



**Abb. 41 Laufzeitplan des Meeresboden**

- |      |   |
|------|---|
| —    | Reflexionsprofile ANT-VI/2 und ANT-II/3 |
| I II | Hangstrukturen (vgl. Kap. 8.3)          |
| III  | lokale Senke (vgl. Kap. 8.3)            |
| KGI  | King George Island                      |



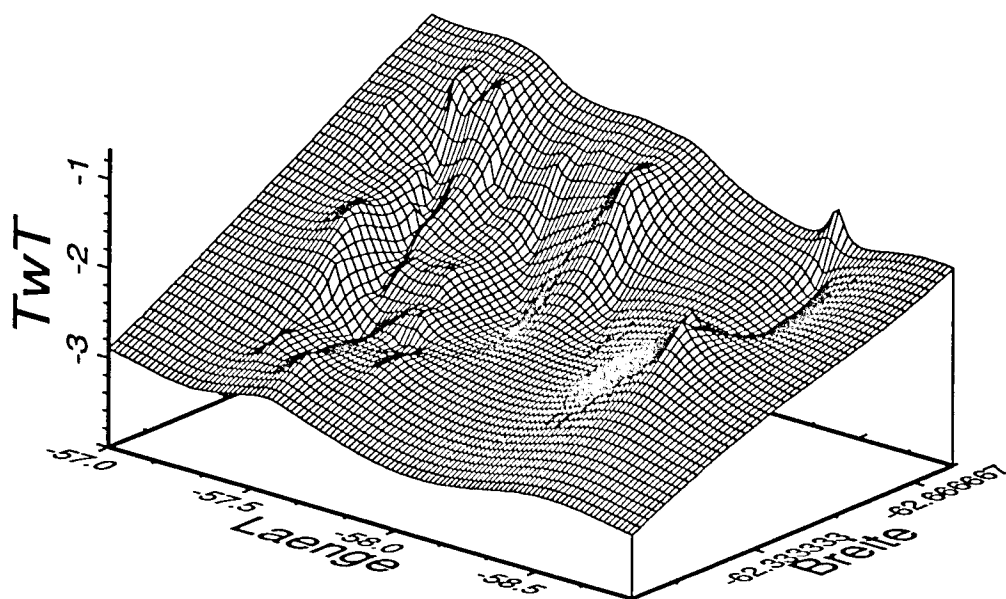
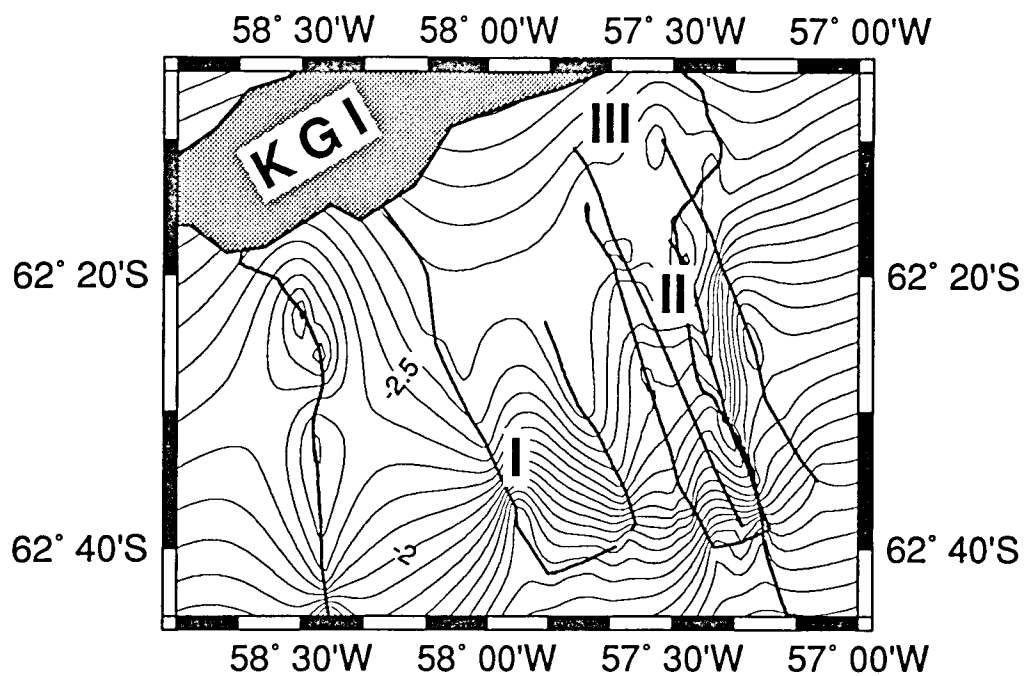
**Abb. 42 Laufzeitplan des Horizont B**

- |      |   |
|------|---|
| —    | Reflexionsprofile ANT-VI/2 und ANT-II/3 |
| I II | Hangstrukturen (vgl. Kap. 8.3)          |
| III  | lokale Senke (vgl. Kap. 8.3)            |
| KGI  | King George Island                      |

Für weitere Signale aus größerer Tiefe hat die Energie des kleinen Airgunarrays nicht ausgereicht. Auf den Linien 1 Süd und 9 der Expedition ANT-VI/2 kann an den Kreuzungspunkten mit den Linien der Expedition ANT-VI/2 (Abb. 38) die Korrelation der Horizonte eindeutig erfolgen. Durch das wesentlich größere Volumen des Airgunarray (vergl. Kap. 5) kann hier die Auflösung der Reflexionen nicht so detailliert erfolgen. Die oben beschriebenen Charakteristika können aber im wesentlichen bestätigt werden. Auf Grund der größeren Eindringtiefe können hier auch unterhalb des Horizontes E noch Einsätze bis zum akustischen Basement (II in Abb. 33) ausgemacht werden. Dies gilt insbesondere für den Hang an der Antarktischen Halbinsel und das zentrale Tal der Bransfield Straße. Diese Horizonte sind aber durch Diffraktionen und diffuse Reflexionsabschnitte stark gestört. In dem erfaßten Meßgebiet stehen aus der Expedition ANT-VI/2 nur die Linien 1 Süd und 9 mit tieferreichenden Einsätzen zur Verfügung, so daß hier keine flächenhafte Auswertung erfolgen kann. Diese lokalen Einsätze werden daher nicht weiter interpretiert.

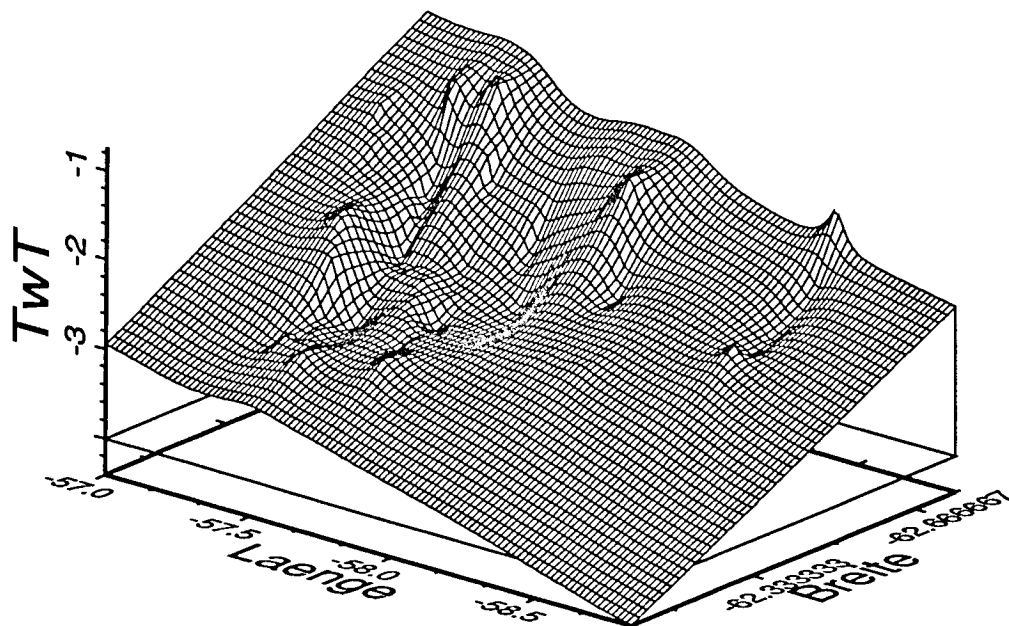
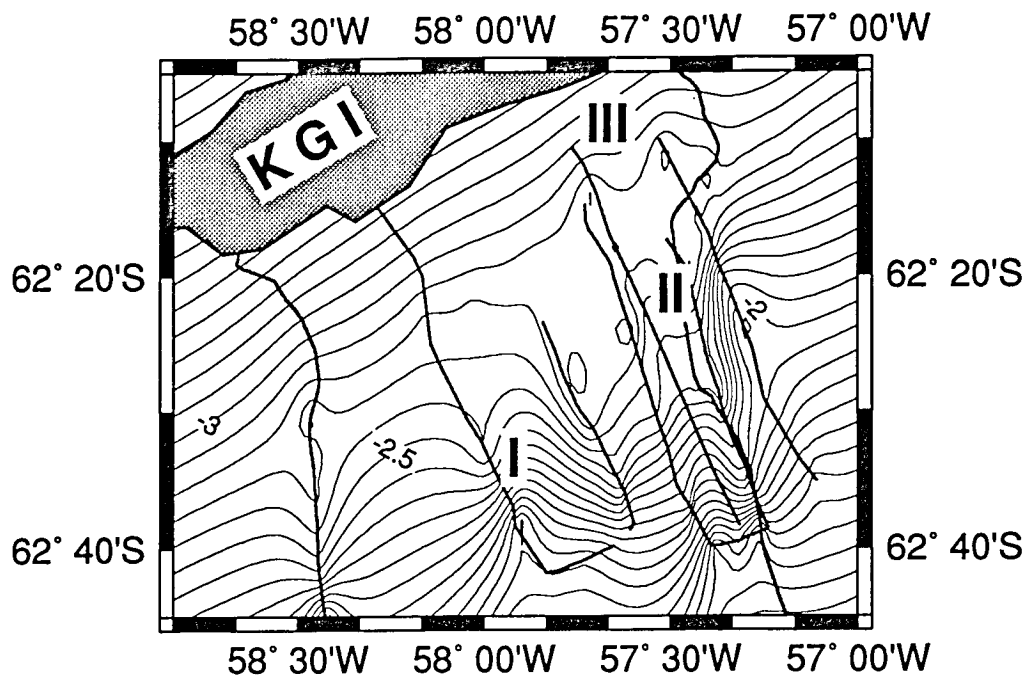
Mit dem Horizont F (Abb. 40) wird auf den Linien 1 Süd und 9 der Kampagne ANT-VI/2 das akustische Basement kartiert. In dessen Verlauf werden außerdem die Riftstrukturen unterhalb der Süd Shetland Inseln berücksichtigt. Weiterhin sind dom- und plumartige Aufwölbungen auf den Linien der Expedition ANT-II/3 mit einbezogen (Abb. 40). Dies gilt jedoch nur für Strukturen, die sich eindeutig durch ihr diffuses Reflexionsbild von dem umgebenden Hiatus unterscheiden lassen und deren Begrenzung bis zum untersten Reflektor (E) verfolgt werden kann.

Für eine flächenhafte Kartierung sind die Horizonte digitalisiert und mittels einer linearen gewichteten Gitterinterpolation in Konturplots umgesetzt worden. Die Darstellung bezieht sich auf die Angabe von Zweiweg - Laufzeitkarten. Die Isochronen sind mit einem Abstand von 0.1 Sek Zweiweg - Laufzeit geplottet. Die räumliche Auflösung der Interpolationsmatrix erreicht in geographischer Länge und Breite ein Intervall von 1', d.h. einen Gitterabstand von etwa 1,852 km. Betrachtet man die räumliche Verteilung der Profile, so erscheint dieser Gitterabstand als sehr fein gewählt. Dazu sei jedoch folgendes angemerkt. Die parallelen Linien haben einen Abstand von ca. 5 - 10 geogr. Minuten, entsprechend einer Entfernung von etwa 9 - 28 km. Dagegen liegt der Spurabstand entlang der Profile bei 50 m und erlaubt damit eine kleinräumige Auflösung vorhandener Strukturen. Für eine exakte 3-D Vermessung ist der Profilabstand sicherlich zu groß. Bei einer geeigneten Gitterweite sollte aber ein Kompromis zwischen der Auflösung in Profilrichtung und quer dazu



**Abb. 43 Laufzeitplan des Horizont C**

- |      |   |
|------|---|
| —    | Reflexionsprofile ANT-VI/2 und ANT-II/3 |
| I II | Hangstrukturen (vgl. Kap. 8.3)          |
| III  | lokale Senke (vgl. Kap. 8.3)            |
| KGI  | King George Island                      |



**Abb. 44 Laufzeitplan des Horizont D**

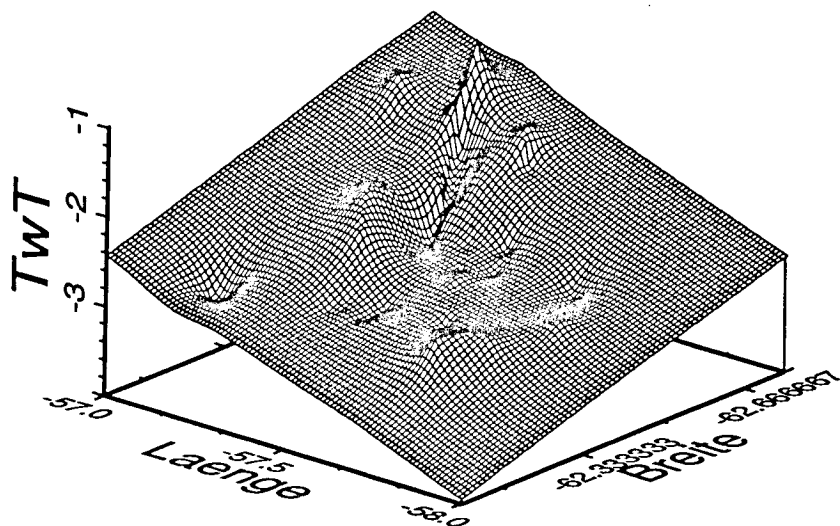
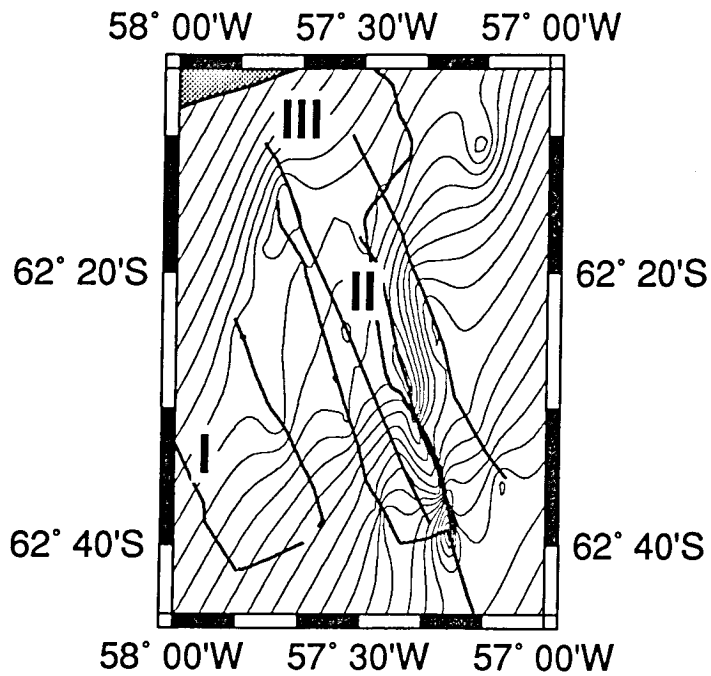
- |      |   |
|------|---|
| —    | Reflexionsprofile ANT-VI/2 und ANT-II/3 |
| I II | Hangstrukturen (vgl. Kap. 8.3)          |
| III  | lokale Senke (vgl. Kap. 8.3)            |
| KGI  | King George Island                      |

möglich sein. Dabei ist zu erwarten, das die berechnete Fläche in ihrer E-W Ausdehnung (quer zur Profilrichtung) nur einen Trend wiedergeben kann. Einzelne Strukturen sind hier durch das unvermeidbare räumliche Aliasing nicht auflösbar. In Profilrichtung kann der Verlauf der Flächen aber sehr wohl gezeigt werden. Dabei wird durch die Notwendigkeit eines quadratischen Interpolationsgitters und des o.a. Kompromis bzgl. der Gitterweite eine deutliche Glättung der Daten unumgänglich. Bei dem gewählten Gitterabstand von 1 Minute (=1,852 km) erreicht man eine diesbezüglich akzeptable Kartendarstellung. Mit dieser Größenordnung werden lokale Extremwerte der Profile noch richtig abgebildet, während die Interpolation zur Seite etwas gemäßigter ausfällt und die Extrema nicht nur auf einzelne Punkte reduziert.

Die Karte des Meeresboden (Abb. 41) zeigt den von SSE nach NNW einfallenden Hang der Antarktischen Halbinsel. Am westlichen Kartenrand ist deutlich eine Schwelle zu höheren Lagen des Meeresbodens zu erkennen. Diese Stufe markiert die westliche Grenze der größten Vertiefung innerhalb des zentralen Beckens der Bransfield Straße. Im Süden wird dieser Trog durch zwei Zungen (I und II in Abb. 41) begrenzt. Nach Osten hin gehen sie in einen Steilhang über. Diese starke Neigung des südlichen Hanges der Bransfield Straße ist auch mit Linie 9 (Abb. 33) im südöstlichen Teil des zentralen Becken der BS dokumentiert. Direkt am Fuße des Hanges befindet sich eine lokale Senke (« - 3.0 Sek; III in Abb. 41). Am nördlichen Rand des Kartenausschnittes erheben sich zwei lokale Maxima. Diese Erhebungen sind mehr oder weniger stark ausgeprägt auf allen Profilen zu beobachten. Der Reflexionscharakter dieser Strukturen zeigt keine innere Schichtung auf und kann als chaotisch bezeichnet werden. Hier wird offensichtlich das Rift der Bransfield Straße beobachtet. Durch den großen Profilabstand treten die Erhebungen als lokale Maxima auf, die nur eine schwache topographische Verbindung haben. Aus dieser Sicht wären sie als Seamounts anzusprechen, die Wiederkehr auf allen Profilen in dieser Region legt aber die Vermutung nahe, daß es sich hier um eine zusammenhängende Riftstruktur handelt.

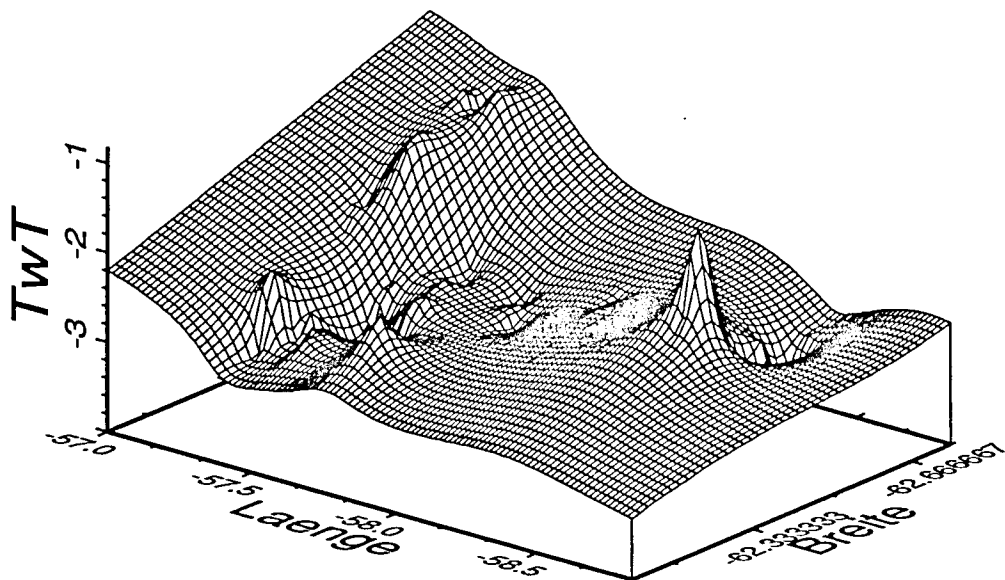
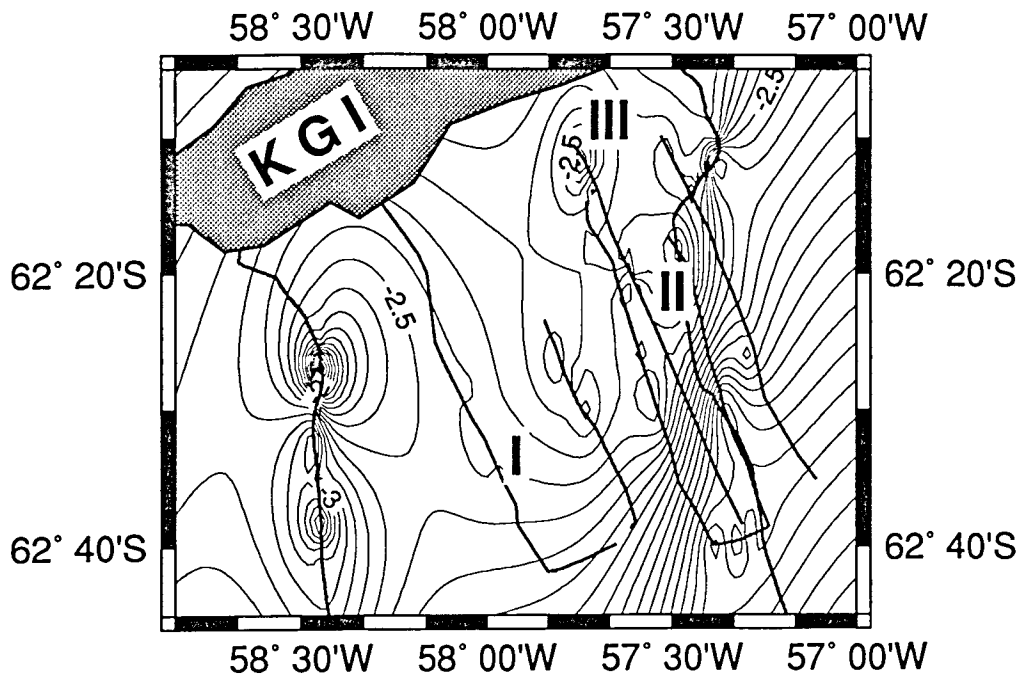
Die fächerförmige Hangstruktur (I und II) ist auch im Verlauf des tieferen Horizontes B (Abb. 42) bereits angelegt. Die Steilheit des östlich anschließenden Hanges geht etwas zurück. Ebenso ist die lokale Senke III angelegt. Die Position bleibt im wesentlichen erhalten, obwohl der Umfang stark in Form und Größe schwankt. Die Ebene in der zentralen Bransfield Straße wird deutlich schmaler und streicht nun von NW nach SE. Die relative Erhebung der lokalen Maxima unterhalb der Insel King George Island ist im NW nicht so deutlich ausgeprägt. Hier sind die Hänge der Strukturen durch





**Abb. 45 Laufzeitplan des Horizont E**

- Reflexionsprofile ANT-VI/2 und ANT-II/3
- I II Hangstrukturen (vgl. Kap. 8.3)
- III lokale Senke (vgl. Kap. 8.3)



**Abb. 46 Laufzeitplan des Horizont F**

- |      |   |
|------|---|
| —    | Reflexionsprofile ANT-VI/2 und ANT-II/3 |
| I II | Hangstrukturen (vgl. Kap. 8.3)          |
| III  | lokale Senke (vgl. Kap. 8.3)            |
| KGI  | King George Island                      |

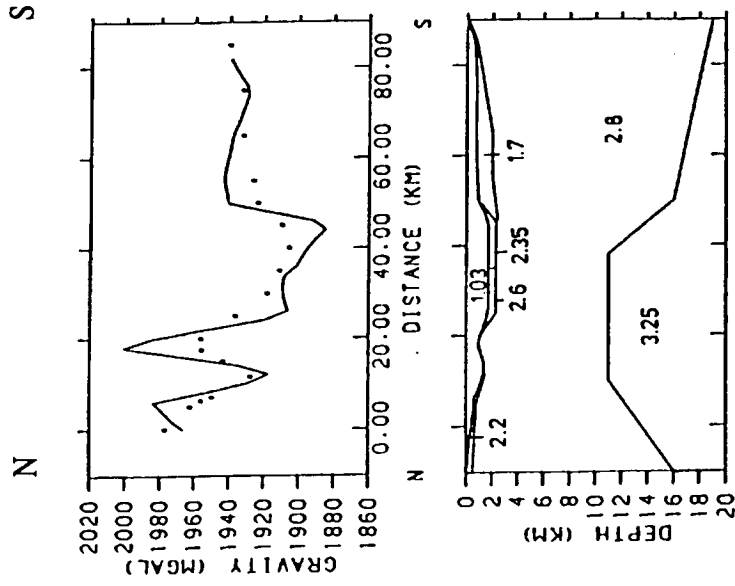
Sedimentanlagerungen abgeflacht. In der Interpolation fließen sie daher mehr zusammen. Die am westlichen Kartenrand beobachtete Schwelle des Meeresbodens ist hier deutlich schwächer ausgeprägt, während die Riftstruktur sich hier als starker Peak über den Horizont erhebt. Der Unterschied entspricht etwa 0.5 s Zweiweglaufzeit. Bei einer Sedimentgeschwindigkeit von 2500 m/s bedeutet das einen Höhenunterschied von 1250 m. Verglichen mit der Erhebung im NE scheint diese Struktur jüngeren Datums zu sein und ist daher erst unter den rezenten Sedimenten bedeckt worden.

Im Verlauf des Horizont C bestätigt sich diese Beobachtung (Abb. 43). Die westliche Riftstruktur ist noch immer als deutliche Zinne zu erkennen, während sich die östlichen Strukturen kaum mehr von der Umgebung abheben. Von den beiden Zungen I und II ist nur noch die westliche (I) erhalten. Die Neigung des Hanges am östlichen Kartenrand verläuft steiler als im Horizont B beobachtet. Die lokale Senke III ist wie auf den oberen Horizonten angelegt. Die Streichrichtung des zentralen Tales bestätigt sich ebenfalls.

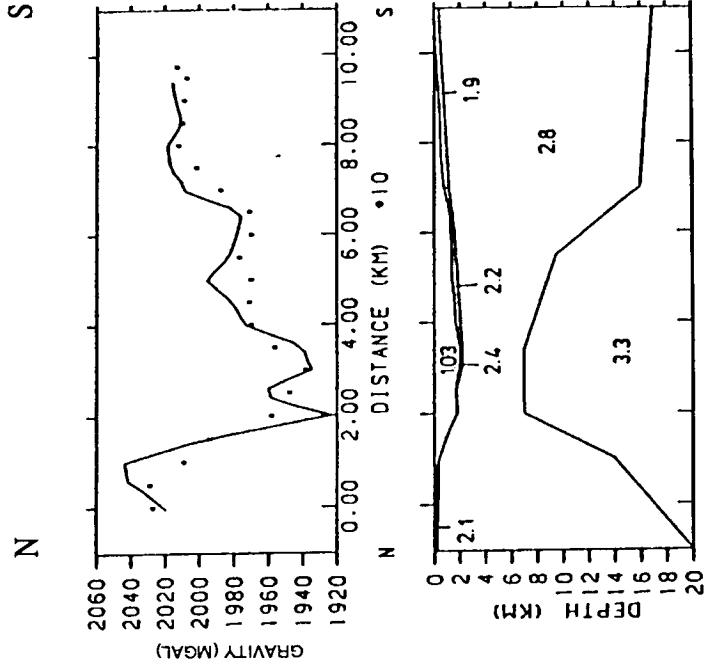
Für den Horizont D (Abb. 44) ändert sich das Bild der BS deutlich. Von der Schwelle im Westen ist nichts mehr zu erkennen. Ebenso ist der Peak im Westen kaum noch vorhanden. Im Linedrawing der Linie 9 (Abb. 33) ist zu erkennen, daß der Störkörper nicht durch Sedimente bedeckt ist. Da der Gitteralgorithmus der Interpolation keine Singularitäten (Leerstellen) zuläßt, kann ein Fehlen der Sedimente hier nicht angezeigt werden. Die Steilheit, mit der sich die Struktur dennoch in den Horizonten abbildet ist ein Resultat und ein Maß für die Sedimentbedeckung der Hänge. Die geringe Ausprägung im Horizont D zeigt an, daß die Lagerung vom aufsteigenden Körper durchbrochen und nicht weiter beeinflusst wurde. Diese Beobachtung legt den Schluß nahe, daß die Entstehung dieser Struktur in den Zeitraum der Ablagerung des Hiatus zwischen den Horizonten C und D fällt. Die Zunge I ist ebenfalls weniger stark ausgeprägt, als auf dem vorigen Horizont (Abb. 43 und 44). Der Verlauf des Hanges im Süden gleicht sich zunehmend aus. Dies kann so gedeutet werden, daß hier offensichtlich eine Änderung in der Richtung des Sediementeintrages stattgefunden hat. Ein ehemals hangparalleler Eintrag ist in jüngeren Zeiten zunehmend lokal gerichtet worden und hat die Schüttungsflächen I und II gebildet.

Der folgende Reflektor E (Abb. 45) kann nur in den Sektionen der nordöstlichen Profile beobachtet werden. Für dieses lokal enger begrenzte Gebiet ergibt sich ein völlig anderer Verlauf der Hauptstreichrichtung. Das zentrale Tal streicht nun von NNE nach SSW und von den Zungen I und II ist nichts mehr zu

Profil 1 Süd



Profil 9



Profil 2

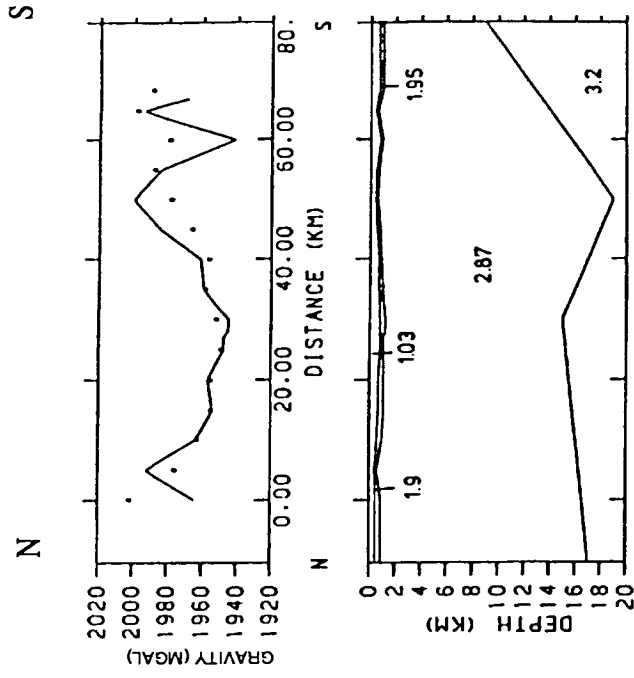


Abb. 47 Schweremodelle für die Bransfield Straße (Hedrich, 1990)

- Überhöhung: 1:2
- berechnete Freiluftschwere
- - - gemessene Freiluftschwere
- 2.3 Dichte in g/cm<sup>3</sup>
- (relative Werte)

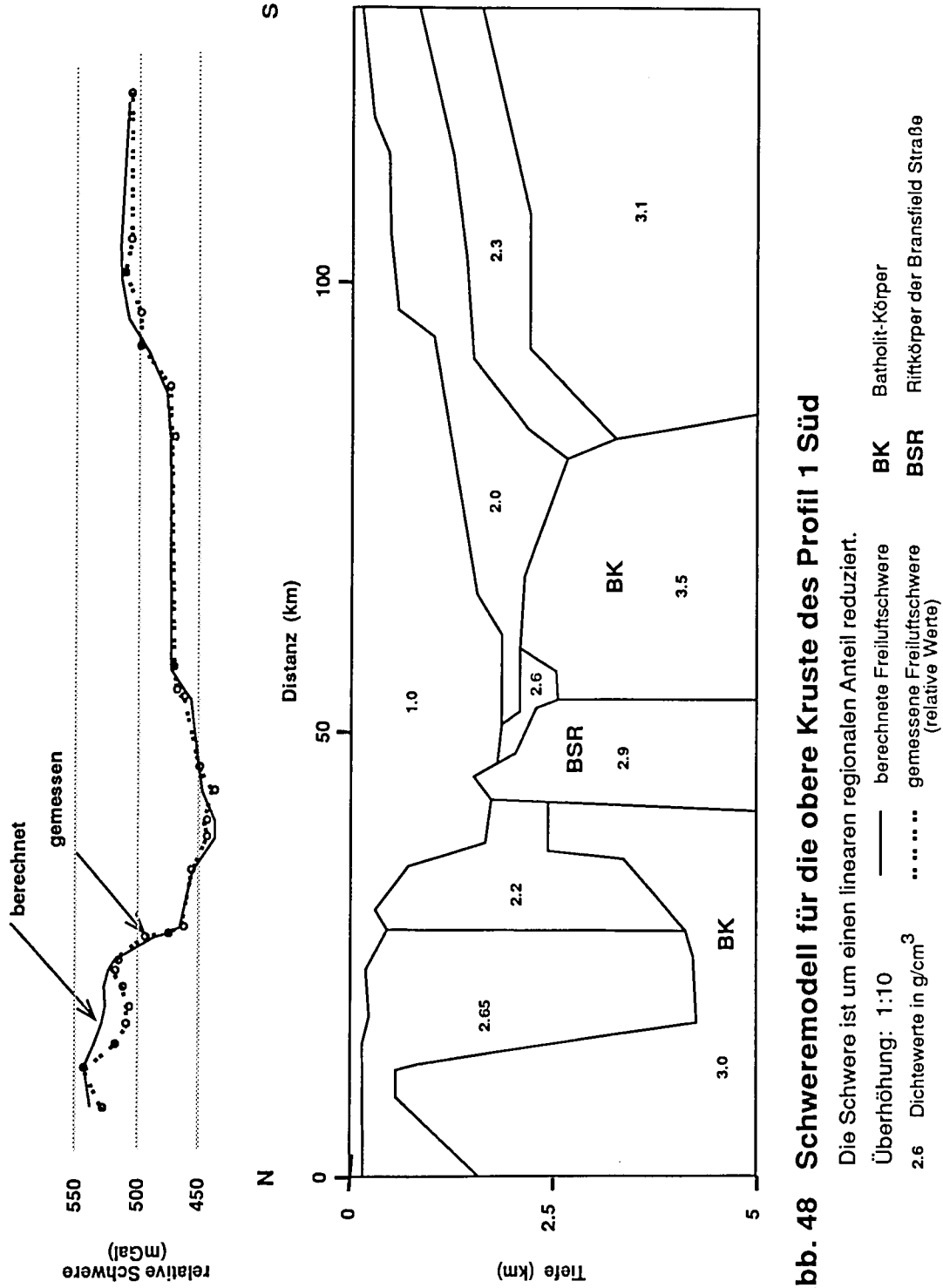
erkennen. Der Steilhang am östlichen Kartenrand ist nach wie vor zu erkennen. Aus den vorhandene Montagen kann nicht abgeleitet werden, ob dieser Reflektor im Südosten nicht angelegt wurde, oder bereits wieder erodiert ist.

Der letzte übertragene Horizont F (Abb. 46) stellt keinen durchgängig angerissenen Einsatz dar. Vielmehr sind hier alle Reflexionen erfaßt worden, deren Verlauf (domartige Aufwölbung) mit dem Riftprozess in der Bransfield Straße in Zusammenhang gebracht werden können. Es handelt sich hierbei um eine Kartierung des akustischen Basements und der Intrusionen. Durch die mangelnde Qualität der Vorlagen kann eine kontinuierliche Lokalisierung einzelner Strukturen in den Profilen nicht immer gewährleistet werden. Diese Karte (Abb. 46) stellt daher den Versuch dar, aufzuzeigen in wieweit die Korrelation zwischen den einzelnen gefundenen Störungen einen einheitlichen Trend zu vermitteln mag. Die Ausrichtung einzelner lokaler Anomalien und ihre Aufreihung im Gesamtbild der Karte zeigen eine deutliche Korrelation mit der Streichrichtung des Hanges aus der Karte für den Horizont E. Die Streuung der Anomalien über die zentrale Ebene der Bransfield Straße zeigt den begrenzten direkten Einflußbereich des Riftprozesses (Abb. 46). Es wurden auch einige wenige Einsätze im oberen Hangbereich gefunden, diese führten aber zu keiner lokalen Anomalie im topographischen Verlauf. Sollten diese Strukturen aber bei anderen Messungen ebenfalls zu finden sein, so muß hier mit einem Ableger des Rifts gerechnet werden.

#### 8.4.) Gravimetrie und Magnetik innerhalb der Bransfield Straße

Basierend auf den Schweredaten, die entlang der Linien 1 Süd, 9 und 2 gemessen wurden (Abb. 30 bis 33) sind Krustenmodelle für diese Schnitte erstellt worden. Da die Seismik der Expedition ANT-VI/2 keine Informationen über die tiefere Krustenstruktur liefert (vgl. Kap. 8.1.), die Interpretationen des British Antarctic Survey (BAS; Ashcroft, 1972; Davey, 1972) und von Guterch et al. (1985) nicht einheitlich sind, wurde zunächst eine unabhängige Modellierung für die Gravimetrie durchgeführt. Anschließend werden die Modelle mit denen anderer Autoren diskutiert.

Die an Bord der Polarstern und später im Alfred-Wegener-Institut aufbereiteten Daten (Kap. 6.1.) wurden von Hedrich (1990) in einer ersten Auswertung modelliert (Abb. 47). Die berechneten Schwerewerte konnten dabei so angepaßt werden, das sie mit dem wesentlichen Verlauf der gemessenen



Anomalien übereinstimmen. Die berechneten Modelle der Linien 1 Süd und 9 zeigen deutlich eine Hochlage von Dichtewerten größer als  $3.0 \text{ g/cm}^3$  unter der zentralen Bransfield Straße. Die als Moho interpretierte Grenze zwischen Dichten von  $2.8 \text{ g/cm}^3$  und  $3.3 \text{ g/cm}^3$  bzw.  $3.25 \text{ g/cm}^3$  steigt aus 16 km Tiefe bis auf 8 - 12 km Tiefe herauf. Die Erhebungen fallen mit der Absenkung des Meeresboden auf den beiden Linien zusammen. Dies entspricht dem Bereich von Profilkilometer 40 bis 100 der Linie 1 Süd (Abb. 33) und Profilkilometer 10 bis 40 der Linie 9 (Abb. 33). Ein gesonderter Körper, der eine Verbindung zwischen Moho und Riftstruktur am Meeresboden herstellt wurde nicht modelliert (Abb. 47). Die berechneten Schwerewerte der Linie 2, die die Bransfield Straße bei der Kaldera Deception quert, wurden von Hedrich (1990) im zentralen Teil gut an die Meßwerte angepaßt (Abb. 47). Der glatte Verlauf der Moho (Grenze von  $2.87 \text{ g/cm}^3$  zu  $3.2 \text{ g/cm}^3$ ) deckt sich mit der Interpretation der Seismik (Kap. 8.2.), bei der hier ebenfalls kein Anhaltspunkt für eine Riftstruktur gefunden werden konnte. Mit einer Tiefe von 16 bis 20 km verläuft die Moho hier deutlich tiefer, als auf den beiden anderen Profilen. Werte, die einer kontinentalen Kruste entsprechen und gegen eine Ozeanisierung (d.h. Rifting) sprechen. Die Randbereiche der drei Modelle sind nicht über die Meßstrecke hinaus verlängert, d.h. mögliche Seiteneffekte von Körpern außerhalb des überdeckten Profilbereiches werden nicht modelliert. Aus diesem Grund können die Modelle an den Rändern nicht als gesichert betrachtet werden. Damit kann aber auch die Position des Riftes unterhalb der Deception Insel (vgl. Kap. 8.2.) nicht belegt werden. In einer erneuten Modellierung des Autors für das Profil 1 S wurde der Modellschwerpunkt auf die oberen 5 km der Kruste gelegt. Damit soll geprüft werden, in wieweit eine bessere Übereinstimmung von berechneten und gemessenen Schwerewerten durch eine Modellanpassung in der oberen Kruste erreicht werden kann. In der Modellierung der Linie 1 S wurden die in der Seismik unterschiedenen Reflektoren (Hangsedimente, zentraler Graben, etc; vgl. Kap. 8.1.) in das Modell übernommen (Abb. 48). Die Schwerewerte sind ohne Berücksichtigung topographischer Einflüsse (Süd Shetland Inseln, Antarktische Halbinsel) um einen konstanten regionalen Anteil bereinigt worden. Auf diese Weise erscheinen in der Darstellung nur noch die lokalen Anomalien, für die ein Modell berechnet werden soll. Im zentralen Bereich (Profilkilometer 40 bis 90) kann eine Übereinstimmung der Schwerewerte bis auf  $\pm 10 \text{ mGal}$  erreicht werden (Abb. 48). Die Grenze zu Dichtewerten über  $3.0 \text{ g/cm}^3$  wird bis auf 2.5 km Tiefe angehoben. Überraschend ist die Unterteilung dieses Bereiches in drei Blöcke. Die Dichteangaben des Körpers an der Antarktischen Halbinsel ( $3.1 \text{ g/cm}^3$ ) und des Körpers an den Süd Shetland Inseln ( $3.0 \text{ g/cm}^3$ ) sind durch die fehlende Ausdehnung der Meßlinie nicht unbedingt exakt. Es fällt aber deutlich die

Notwendigkeit eines "Zwischenblocks" mit geringerer Dichte bei Profilkilometer 40 bis 50 auf. Nur durch eine solche Trennung der benachbarten Krustenblöcke kann das lokale Minimum im Bereich der Riftstruktur erklärt werden. Mit einem Dichtewert von  $2.9 \text{ g/cm}^3$  wird eine Dichte modelliert, die den Literaturwerten tholeiitischer bzw. alkalischer Basalte entspricht (Jubelt & Schreiter, 1980). Garrett (1990) interpretiert die Schwere- und Magnetikwerte der Vermessungen des British Antarctic Survey (BAS) für die Halbinsel. In seinen Schweremodellen, die auf Davey (1972) zurückgehen, wird die Kruste unterhalb der Bransfield Straße gleichermaßen mit zwei getrennten Blöcken modelliert. Im Gegensatz zu dem in dieser Arbeit vorgestellten Modell mit Dichten von  $3.0 \text{ g/cm}^3$  für den nördlichen bzw.  $3.5 \text{ g/cm}^3$  für den südlichen Block (Abb. 48) gibt Garrett (1990)  $2.8 \text{ g/cm}^3$  für den nördlichen und  $3.5 \text{ g/cm}^3$  für den südlichen Körper an. Die umgebenden Krustenbereiche werden mit  $2.65 \text{ g/cm}^3$  und  $2.75 \text{ g/cm}^3$  deutlich dichter angenommen, als in dem Modell der Linie 1 S ( $2.0 \text{ g/cm}^3$  bis  $2.3 \text{ g/cm}^3$ ; Abb. 47). Die Oberkante des südlichen Körpers wird bei Garrett (1990) mit 5 km tiefer modelliert, als es in dem Modell dieser Arbeit der Fall ist. Der nördliche Körper reicht bei dem Modell von Garrett (1990) unter den Süd Shetland Inseln bis unter die Oberfläche. Auf Grund der fehlenden Meßwerte kann dieser Bereich mit dem Modell der Linie 1 Süd nicht berechnet werden. Trotz der Unterschiede dieser beiden Modelle zeigt sich die Übereinstimmung in der wesentlichen Krustenstruktur der Bransfield Straße. Unterhalb ihrer Sohle beginnend wird ein Batholit-Körper (Garrett, 1990) modelliert, der bis unter die Süd Shetland Inseln reicht. Mit der Ausbildung des Bransfield Rifts wird dieser Körper durchtrennt (Garrett, 1990; Abb. 37 und 48).

Weiterführend gibt diese Interpretation Anhaltspunkte für die Bestimmung der Ozeanisierung innerhalb der Bransfield Straße. Direkt an der Riftstruktur werden die beobachteten Diffraktionen (vgl. Kap. 8.2.) von dem Material des modellierten "Trennkörpers" gebildet. Schließt man aus den modellierten Dichtewerten von  $2.9 \text{ g/cm}^3$  (Abb. 48) auf einen Basaltkörper, so kann hier von einer ozeanischen Krustenbildung gesprochen werden. Die beiden von Garrett (1990) als Batholit bezeichneten Körper werden nicht nur in der Bransfield Straße modelliert, sondern auch im Bereich der Adelaide Insel (Garrett, 1990). Sowohl hier (Matthews, 1983) als auch im Bereich von Graham Land (Hurt Insel; Curtis, 1966) werden an den modellierten Positionen des Körpers Gabbro-Aufschlüsse dokumentiert. Dieser intra-krustal errstarrte Gesteinstyp steht in diesen Bereichen dem Modell einer ozeanischen Krustenbildung entgegen. Die Zone ozeanisierten Krustenmaterials kann damit nicht wesentlich weiter als die Breite der Riftstruktur angegeben werden (Abb. 37).



Weitere Bestätigungen für den modellierten Krustenaufbau und den Batholit-Körper findet Garrett (1990) in der Magnetik. Die Berechnungen von Suszeptibilitätsmodellen anhand aeromagnetischer Meßdaten bestätigen die Modelle der Gravimetrie. Der Batholit-Körper wird in diesen Arbeiten als Ursprung der sogenannten "magnetischen Westküstenanomalie" (WCMA; Garrett, 1990) identifiziert. Der Verlauf der WCMA wird auch von Parra et al. (1984 und 1988) bestätigt. Parra et al. (1984) unterscheiden im wesentlichen die Süd Shetland Block Anomalie (SSBA) und die Bransfield Shelf Anomalie (BSA), die durch die Bransfield Trog Anomalie (BTA) getrennt werden. Die BTA verläuft bei der King George Insel exakt auf der, in der Seismik interpretierten (Kap. 8.1.), Position des Riftes. Die Breite der Anomalie von etwa 10 bis 20 km entspricht dem im Kapitel 8.2. angegebenen Bereich der ozeanisierten Kruste. Auf der Höhe der Livingston Insel wird die Bransfield Trog Anomalie direkt an die Küstenlinie der Süd Shetland Inseln versetzt und verläuft im weiteren über die Deception Insel. Dieser Versatz im Verlauf der Anomalie deckt sich mit der Interpretation von Kapitel 8.2., die einen Verlauf des Riftes durch die Kaldera Deception postuliert. Parra et al. (1984 und 1988) interpretieren ebenfalls einen Versatz des Riftes bei der Deception Insel, er zeichnet den Verlauf jedoch direkt südlich der Küstenlinie ein. Diese Lage des Riftes kann jedoch aus den seismischen Daten der Expedition ANT-VI/2 (vgl. Kap. 8.1.) und der Interpretation der Gravimetrie (dieses Kapitel) nicht vereinbart werden. In den von Parra et al. (1984) angegebenen Modellen zur Suszeptibilität und den Modellen zum magnetischen Basement (Parra et al., 1988) wird die in diesem Kapitel vorgestellte Zweiteilung des Batholit-Körpers nicht erfaßt. Da das magnetische Basement bei Parra et al. (1988) nur abschnittsweise angegeben wird, sind hier noch Detailarbeiten notwendig, die eine Übereinstimmung in der Interpretation der Datensätze erbringt.

#### 9.) Vergleiche zwischen Bransfield Straße und Rotem Meer

Ebenso wie die Bransfield Straße (BS) ist das Rote Meer (RM) eine junge Riftzone, in der die Kruste aufgebrochen ist und zum Teil durch junges ozeanisches Material ergänzt wurde. Im folgenden soll aufgezeigt werden, wo Übereinstimmungen und Abweichungen im heutigen Erscheinungsbild der Strukturen auftreten und welche Schlüsse sich daraus bezüglich der Entstehungsgeschichte entwickeln lassen.

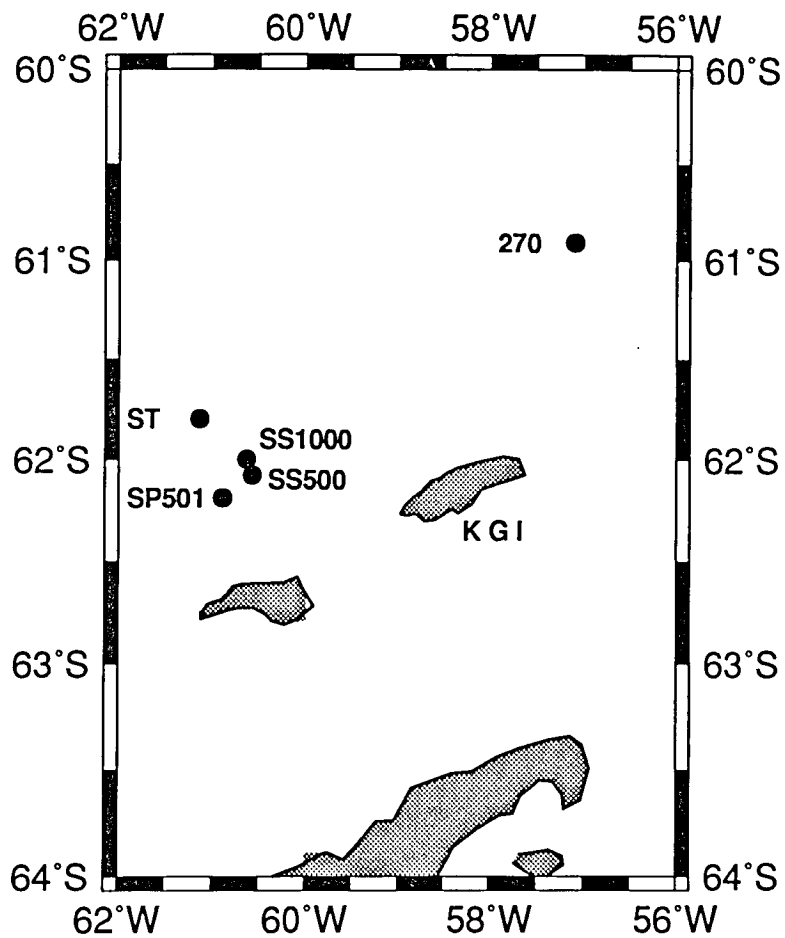
Das Schwerfeld ist im Bereich der beiden Regionen durch deutliche positive Bouguer Anomalien geprägt, die auf außergewöhnlich dichtes Material im Untergrund hinweisen. Im Verlauf der BS befindet sich ein durchgehendes Hoch

über dem zentralen Becken (BTA in Kap. 8.4.; Parra, 1984; Renner et al., 1985), welches durch einige kleinere lokale Anomalien ergänzt wird. Eine ähnliche Aufteilung ist im Roten Meer zu erkennen (Makris et al., 1991). Im Norden sind einige lokale positive Anomalien zu finden. Ein kontinuierliches Hoch ist in diesem Abschnitt nicht zu erkennen. Anders dagegen im südlichen Teil des roten Meeres. Hier ist eine deutliche Korrelation der Anomalien mit der Meeresbodentopographie zu verzeichnen. Ein kontinuierliches Schwerehoch folgt dabei dem zentralen Graben (Makris et al., 1991). Negative Randanomalien und die 2D-Modellierung zeigen im Zentrum des RM ozeanische Kruste.

Dies wird auch durch den Verlauf der magnetischen Anomalien bestätigt. Im mittleren und südlichen RM ist das Magnetfeld durch kurzwellige lineare Anomalien geprägt (Makris et al., 1991). Bonatti (1987) beschreibt für das mittlere Rote Meer kurze und starke Anomalien, die in isolierten Gebieten beobachtet werden. Für die südliche Region reihen sich die Anomalien entlang einer Trogstruktur auf. Das Alter der Kruste erreicht 5 Mio. Jahre, entsprechend den Anomalien 2, 3 und 4, die in der Region angesprochen werden können (Makris et al., 1991). Die einzelnen Abschnitte erreichen bis zu 100 km Länge und werden durch Fracture Zonen begrenzt, die also eindeutig mit dem Sea Floor Spreading in Zusammenhang stehen (Makris et al., 1991). Diese Beobachtung wird auch von Bonatti (1987) gemacht. Das Rift im Roten Meer bildet sich offenbar von Süd nach Nord aus. Dabei findet dieser Prozess nicht kontinuierlich statt, sondern an diskreten Punkten. Der Abstand dieser Bereiche erreicht bis zu 50 km Entfernung, wobei die einzelnen Abschnitte nicht linear aufgereit sind, sondern zueinander versetzt sind. Ein solches Muster ist unter anderem auch vom mittelozeanischen Rücken des Atlantik bekannt. Ein ähnliches Bild wird in der Bransfield Straße beobachtet (Parra et al., 1988). Hier sind generell kleinere Strukturen angelegt, als im RM. Entlang der Antarktischen Halbinsel und des Bogens der Süd Shetland Inseln werden im wesentlichen punktuelle magnetische Anomalien beobachtet (Parra et al., 1988; Garrett, 1990), die sich in ihrer Anordnung streng an den Verlauf der Landflächen halten. Im Bereich des Inselbogens fallen die Anomalien mit den einzelnen Inseln zusammen. Nicht nur topographisch werden die Süd Shetland Inseln und die Antarktische Halbinsel von der Bransfield Straße getrennt, sondern auch durch die Struktur des Magnetfeldes (siehe SSBA, BTA und BSA in Kap. 8.4.). Der Verlauf der Wasserstraße ist durch auffallende punktuelle Anomalien gekennzeichnet, die mehrfach durch eine weit gestreckte Basis untereinander verbunden sind. Die ursächliche Zusammengehörigkeit einzelner Störungen zeichnet sich hier einwandfrei ab (Parra, 1988; Garrett, 1990). Diese Gebiete erreichen aber nicht die Ausdehnung, die im zentralen Roten Meer beschrieben wurde (s.o.). Das Ausmaß der Anomalien in der Bransfield Straße

liegt zwischen den Größenordnungen des südlichen und des nördlichen RM. Die Abschnitte der Anomalien erreichen im Drchschnitt 50 km Länge. Die einzelnen Segmente in der BS sind wie im Roten Meer durch Versätze der Zentren getrennt. Verlängert man diese Bruchstellen über den Süd Shetland Inselbogen hinaus, so trifft man im Pazifik auf die Verlängerung dieser Stücke in Form der großen Bruchzonen (s. Kap. 7.3; Parra et al., 1988). In den magnetischen Feldumkehrungen reichen die gemessenen Werte nicht soweit zurück wie im Roten Meer. Im nördlichen Bereich der Bransfield Straße, bei King George Island, modellieren Parra et al. (1988) die Anomalien 2 und 2A, d.h. ozeanische Kruste mit einem Alter von 1.8 Mio. Jahren. Die Korrelation weiterer Anomalien, insbesondere älterer, ist noch nicht gelungen, auch nicht an anderen Stellen der Bransfield Straße.

Die Bransfield Straße und das Rote Meer weisen wesentliche gemeinsame Merkmale auf, die eine Riftzone vom Typ "Rotes Meer" (Bonatti, 1987) kennzeichnen. Dies ist die ozeanische Krustenbildung, nachgewiesen durch magnetische Anomalien, die punktuelle Anordnung dieser Zonen, wobei die Bereiche durch Krustenabschnitte von bis zu 50 km Länge getrennt werden. Die Riftbereiche haben keinen linearen Verlauf, sondern sind an den Übergangszonen räumlich versetzt. Für das Rote Meer beschreibt Bonatti (1987) folgenden Ablauf für das Rifting. Durch thermische Anomalien hat ein Underplating mit Basaltschmelze an der Kruste stattgefunden. Durch die damit erzeugte Instabilität in der Dichteverteilung ist es zur Intrusion von Magma gekommen. Im Bereich des Roten Meeres sind Aufschlüsse bekannt, an denen sich dieser Ablauf geochemisch nachweisen läßt (Bonatti, 1987). Diese Intrusionen wiederum haben eine Ausdünnung der Kruste zur Folge. Der weitere Verlauf wird durch das Eindringen der Schmelze in Bruchzonen und endlich den Durchbruch zur Oberfläche bestimmt. Die Durchbruchbereiche (Riftzonen) werden durch die Konzentration von Magmaeinträgen charakterisiert (Bonatti, 1987). In der aufgeweichten Lithosphäre kommt es bei dieser Entwicklung zu weiteren Brüchen und Blocksenkungen, d.h. es bilden sich Horst-Graben Strukturen aus. Im Vergleich mit der Interpretation der seismischen Linien in der Bransfield Straße (Kap. 8.1 und 8.2) und der Schwere und Magnetik (Kap. 8.4) zeigen sich deutliche Analogien zu dem beschriebenen Rifttyp "Rotes Meer". Die Interpretation des Profil 2 (Kap. 8.1) zeigt eine Horst-Graben Struktur, wie man sie nach den Modellen von Bonatti (1987) in einer Übergangszone zwischen zwei Riftabschnitten erwarten würde. Dies wird auch durch den postulierten Versatz des Riftes bei Deception Island bestätigt.



**Abb. 49 Lageplan der Verankerungen zur  
Stroemungsmessung  
(Nowlin & Zenk, 1988)**

K G I King George Island

## 10.) Meeresströmungen im Bereich der Antarktischen Halbinsel

Beobachtungen zur Strömungsrichtung von Bodenwasser im Bereich der Antarktischen Halbinsel wurden schon mehrfach durchgeführt. Hollister und Elder (1969) konnten, anhand gerichteter Photographien und Rippelmarken einen Strömungsverlauf am westlichen Rand der Weddel-See nach Norden in Meerestiefen von 2000 - 4000 m optisch nachweisen. Diese lassen sich bis mindestens 120° W weiterverfolgen. Witworth et al. (1982) berichten über eine westwärtige Strömung in der Drake Passage. Diese wird seewärts der Shelfkante an der Oberfläche beobachtet. Im bodennahen Wasser ist sie vom Kontinentalhang bis in 3600 m Wassertiefe erkannt worden.

Diese Feststellungen stimmen mit zwei wesentlichen Charakteristika der Antarktischen Gewässer überein (Nowlin and Zenk, 1988):

- a) Ausdehnung dichter Wassermassen reichen vom äußeren Shelf bis zum oberen Hang hinab,
- b) über dem Hang nimmt das Dichtefeld nach Süden hin zu.

Dichtere Wassermassen sinken somit durch Konvektion ab und werden durch die gyroskopische Drift nach Westen abgelenkt. Dies findet in Übereinstimmung mit der thermohalinen Struktur des Wasserkörpers statt (Nowlin and Zenk, 1988). Nowlin und Zenk (1988) fassen die Ergebnisse mehrerer Verankerungs und ozeanischer Stationen für Langzeitregistrierungen aus der Drake Passage und Weddell-See zusammen (Abb. 49). Mit diesen Meßreihen wurden erstmals Informationen auch im Tiefwasser, bis 3590 m, erfaßt, die bisher noch nicht vorlagen. Strömungsmessungen wurden im Shelfbereich (500 m Tiefe) und im Tiefwasser der Drake Passage (2700 m) durchgeführt. Hier wird in beiden Tiefen eine westwärtige Strömung registriert. Anhand von Dichtedaten ist diese Beobachtung bereits erwartet worden (Nowlin and Zenk, 1988).

Die Hauptströmungsrichtung in der Drake Passage ist in der Abb. 50 zu erkennen. Hier sind die über 40 Stunden gemittelten Werte der Strömung als Vektoren gezeichnet. Die Vertikale entspricht der mittleren Strömungsrichtung, die Neigung der Vektoren zeigt die Abweichung von dieser Richtung an. Die Länge der Vektoren entspricht der Strömungsgeschwindigkeit, wie sie in der Seitenskala angegeben sind. Für den Tiefwasserbereich in der Drake Passage (Verankerung ST, Abb. 49 und 50) wurden jeweils 0-259 Grad ermittelt. Die Strömung am Meeresboden verläuft also nahezu parallel zur Halbinsel. Korrelationsuntersuchungen von Nowlin und Zenk (1988) zeigen einen Verlauf, der sich stark an den Isobathen orientiert. Die Meßreihe aus 2700 m Tiefe

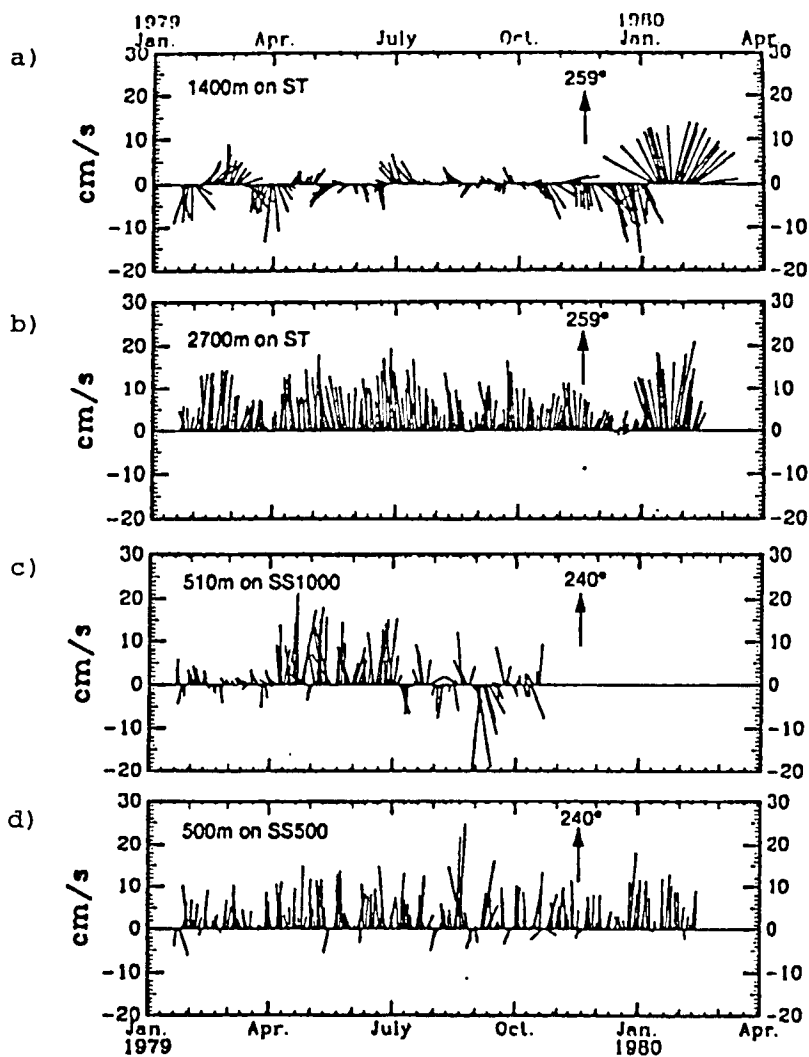


Abb. 50 Vektorendarstellung von Strömungsmessungen an der Antarktischen Halbinsel (vgl. Abb. 49) (Nowlin & Zenk, 1988)

- a) Verankerung ST (1400 m Tiefe)
- b) Verankerung ST (2700 m Tiefe)
- c) Verankerung SS1000 (510 m Tiefe)
- d) Verankerung SS500 (500 m Tiefe)

← Hauptströmungsrichtung

zeigt eine sehr gute Konstanz der Richtungs- und Geschwindigkeitswerte. In 1400 m Tiefe ist die Strömung nicht gleichermaßen stark gerichtet. Geschwindigkeit und Richtung schwanken sehr stark. Aus diesen und weiteren Messungen zeigt sich, daß die Meeresbodenströmung auf ein schmales Band beschränkt ist. Nowlin und Zenk (1988) geben das Strömungspaket mit bis zu 100 m Mächtigkeit an.

Die Tabelle in Abb. 51 gibt die mittleren Geschwindigkeiten der Strömung und ihre Richtung an. Die Geschwindigkeiten sind in Richtung des mittleren Azimuts des unteren Meßgerätes angegeben. Die Querströmungen sind vernachlässigbar (im Mittel liegen diese Werte um 0).

Die Lokationen ST, SS1000, SS500 und SP501 (Abb. 49) liegen vor den Süd Shetland Inseln. Sie befinden sich zwischen den Profilen 1 Nord und 5 - 7 der Expedition ANT-VI/2 (vgl. Abb. 1 und 3). Die Verankerung 270 (Abb. 49) liegt östlich des Profiles 1 Nord, sie ist hier an einer bathymetrischen Senke innerhalb der Shackleton Fracture Zone (SHFZ) installiert. Die Tabelle in Abb. 51 zeigt, daß nur hier Werte über 10 cm/s in der Meeresbodenströmung erreicht werden. Die Passage in der SHFZ scheint hier wie eine Düse zu wirken und die hohen Geschwindigkeiten zu erzeugen. Im Bereich der Shelfverankerungen geht der Wert sogar bis auf 5 cm/s und weniger zurück.

Verankerung	Z (m)	Record length (d)	Direction		Velocity cm/s		
			V	Bath.	Mean	Min	Max
1 ST	1400	388			- 0.9	15.6	-16.7
		388	259	252	8.6	20.9	- 1.1
2 SS1000	200	383		-			
	510	272	240	238	3.0	21.8	-19.3
3 SS500	500	287	240	238	5.1	24.8	-11.1
4 SP501	500	395		-			
5 270	1489	49			0.6	10.8	-11.3
	3590	49	227	228	21.1	27.0	6.4

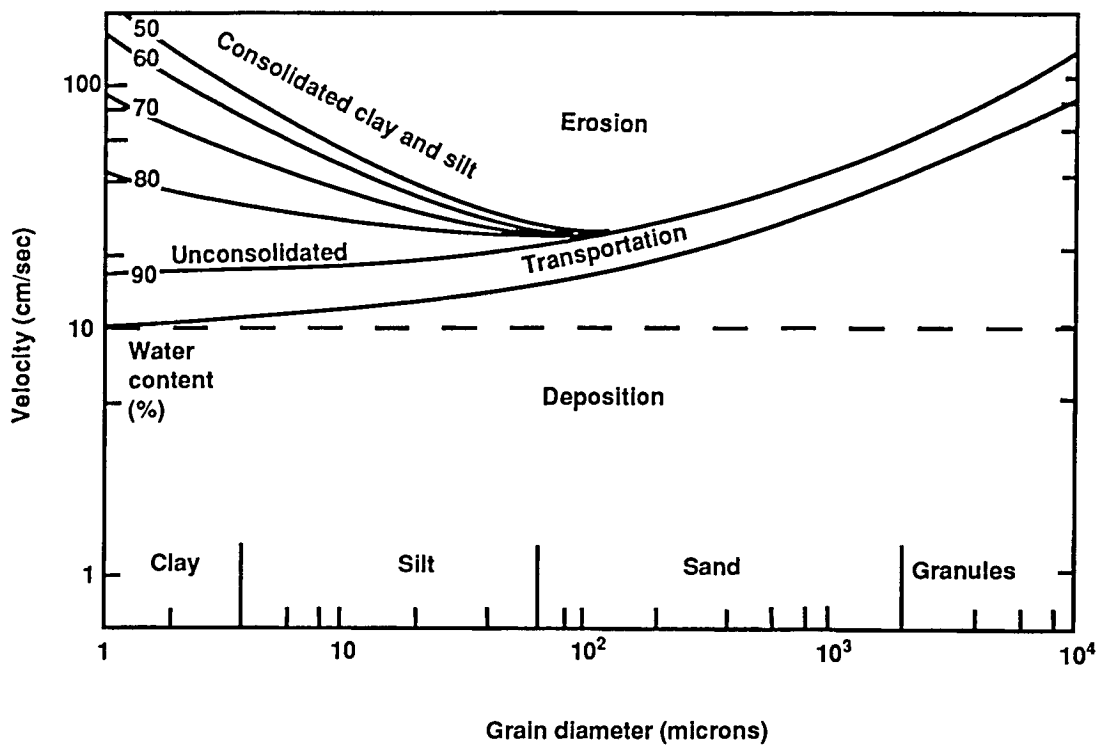
Abb. 51) Statistik über die Registrierdauer und Durchschnittswerte der Verankerungen (Nowlin u. Zenk, 1988)

Aus chemischen Untersuchungen ist der Zusammenhang der Wassermassen in der Drake Passage und der Scotia See nachgewiesen (Sievers and Nowlin, 1984). Die "Hochgeschwindigkeitsströmung" aus der Scotia See verteilt sich also in der Drake Passage und wird demzufolge in der Fließgeschwindigkeit nachlassen. Wie schnell dieser Effekt eintritt läßt sich nicht konkret angeben, da hierzu dichtere Vermessungen notwendig sind. Um die Strömung im Bereich des Profils 1 Nord zu beurteilen, muß die Abbremsung interpoliert werden. Als strömungsmechanisch die schlechteste Interpolation wird ein linearer Verlauf angenommen, da real mit großen Turbulenzen zu rechnen ist, wie man sie von Flußdelta u.ä. her kennt. Für diesen Fall kann man im Gebiet um das Profil 1 Nord eine Geschwindigkeit von 10 - 14 cm/s abschätzen.

In der Literatur sind Diagramme zum strömungsabhängigen Sedimenttransport angegeben (z. B. Kennett, 1982). Die Arbeit von Kennett (1982) greift auf eine Untersuchung von Postma (1967; siehe Kennett, 1982) zurück (Abb. 52). Hier ist deutlich abzulesen, daß erst ab 10 cm/s ein Sedimenttransport einsetzt. Die Erosion beginnt jedoch erst bei etwa 18 cm/s. Diese Werte gelten für Korngrößen von ein bis 10 Mikrons (Tone und Silte). Für größere Sedimentbestandteile sind wesentlich stärkere Strömungen notwendig. Diese Angaben sind zudem noch stark von der Wassersättigung abhängig. Eine Änderung um wenige Prozent bringt bereits große Verschiebungen in den Werten der Wassergeschwindigkeit, die notwendig sind um eine Bewegung oder gar Erosion der Sedimente zu erreichen. Dennoch ist mit einer Umlagerung frisch abgelegter und noch nicht kompaktierter Sedimente zu rechnen.

Im Kapitel 7.1. ist bereits der Widerspruch zwischen Krustenalter und Sedimentbedeckung zwischen den Linien 1 N und 3 aufgezeigt worden. Es stellt sich nun die Frage, wodurch die Differenz der Mächtigkeiten hervorgerufen wurde. Ist die Sedimentationsrate in diesen Gebieten so stark unterschiedlich? Wenn ja, dann bedeutet dies, daß sich die Sedimentationsrate um 38 % entlang der Halbinsel geändert hat. Ist die Ursache in einer Erosion durch Meeresbodenströmungen zu suchen, so stellt sich die Frage, warum die Erosion auf den Profilen drei bis fünf nicht gewirkt hat. Die oben gemachten Abschätzungen zeigen Geschwindigkeitswerte, die an der untersten Grenze zur Erosion liegen. Hollister und Elder (1969) haben bereits die Meeresbodenströmungen bis 120° W verfolgen können, die Bewegung muß also recht konstant verlaufen, sonst ist die Ausdauer einer 5 cm/s schnellen Strömung (Verankerung SS500, Abb. 49 und 50) über 60 Längengrade nicht zu erklären. Aus den gemessenen Strömungswerten (Nowlin and Zenk, 1988) sind im Bereich von Profil 1 Nord keine starken Bodenbewegungen zu erwarten. Die abgeschätzte Strömung liegt mit max. 14 cm/s unterhalb der Erosionsschwelle





**Abb. 52 Grafik zur Abhängigkeit von Sedimenttransport, Strömungsgeschwindigkeit und Korngröße (aus Kennett, 1982)**

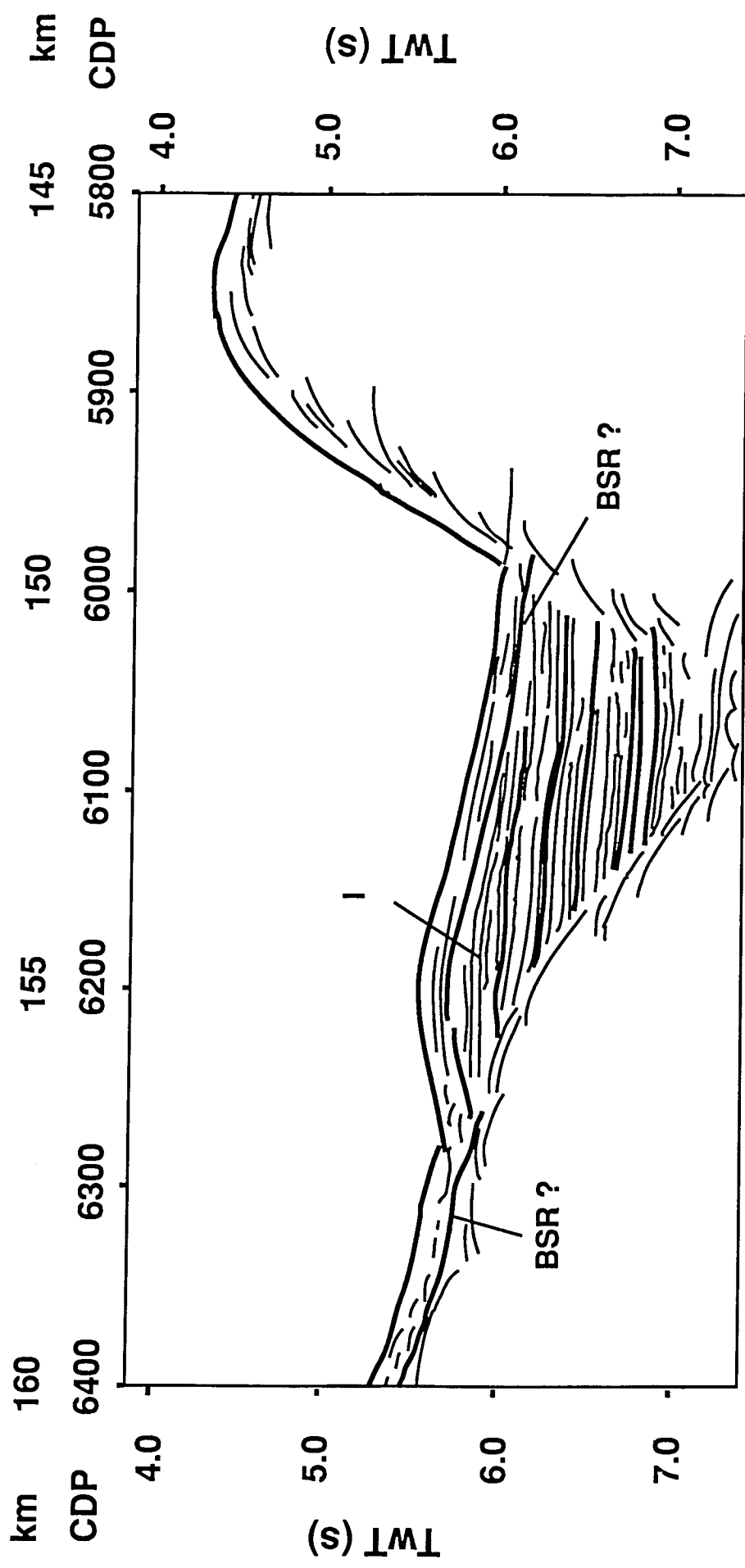
für Sedimentanteile über 60 Mikron Durchmesser. Daher ist mit einer kleinräumigen Umlagerung zu rechnen. Um einen Unterschied von 1 bis 1,5 km in der Sedimentbedeckung zu erreichen ist aber eine konstante und sehr hohe (» 40 cm/s) Strömungsgeschwindigkeit notwendig, die hier nicht erreicht wird. Läßt sich keine tektonische Erklärung für die fehlende Sedimentdecke finden, so ist anzunehmen, daß hier Strömungswerte in dieser Größenordnung vorgelegen haben. Wenn Altersinformationen des Sedimentes bekannt wären, könnten somit solche Wechsel in der Sedimentationsrate datiert werden und Korrelationen zu großräumigen Ereignissen gefunden werden.

In diesen Zusammenhang fällt auch die Frage nach dem Einfluß auf die Sedimentfüllung in der grabenähnlichen Struktur am Nordwestende von Profil 1 Nord (Abb. 25 und 53). Zwischen CDP 5700 und dem Profilende wird hier ein

sägezahnförmiger Versatz der Kruste beobachtet. Der Unterschied in der Meeresbodentiefe beträgt etwa 2.5 Sekunden Zweiweglaufzeit (TWT), also etwa 1800 m. Die unebene Lagerung der Sedimente innerhalb dieser Zone zeigen die Auswirkungen äußerer Kräfte an. Die Frage, ob hier Meeresbodenströmungen gewirkt haben, muß nach den gleichen Betrachtungen über die Wasserbewegung in dieser Region erfolgen, wie sie bereits oben angeführt wurden. Die Struktur der Sedimente zeigt in ihren untersten, also ältesten Schichten, eine sölige Lagerung. In dieser Phase sind die Ablagerungen also ungestört erfolgt. Diese, an Mächtigkeit etwa ein Drittel des Gesamtpaketes umfassenden Lagen, werden überdeckt von einer sinusförmig gewellten Schichtung. Der topographische Unterschied zwischen Hoch- und Niedriglage liegt bei 0.5 Sekunden TWT, entspricht also etwa 350 m. Mit den oben gemachten Abschätzungen ist ein reiner Abtrag in diesem Umfang wahrscheinlich nicht möglich. Auch hier ist wohl mehr mit einer kleinräumigen Umlagerung der Sinkstoffe zu rechnen, als mit echter Erosion. Folgt man dem beobachteten Mächtigkeitsanstieg der Sedimente, so hat eine Umlagerung vermutlich in Richtung NW, parallel zum Profil, stattgefunden. Die an den Verankerungen durchgeführten Messungen von Quergeschwindigkeiten (Abb. 50) sind vernachlässigbar klein, d.h. die Werte liegen unterhalb von 1 cm/s. Die Reflexionshorizonte innerhalb des Sedimentpaketes (Abb. 53) zeigen in ihrem Verlauf eine Konstante Schichtmächtigkeit an. Beide Beobachtungen zeigen an, daß die Bewegung der Ablagerungen in NE - SW Richtung erfolgt sein muß. Darüber hinaus ist die Topographie im wesentlichen durch ältere Ablagerungen verursacht. Dies wird durch eine diskordante Schichtfolge des Reflektor I (Abb. 53) deutlich. Hier ist das horizontal abgelagerte Sedimentpaket einseitig abgetragen worden und wird toplap von jüngeren Schichten bedeckt. Der Fehlbestand an Material läßt sich also auf ein Paket von etwa 0.5 Sekunden TWT beschränken. Zum Zeitpunkt dieser Ablagerungen müssen also deutlich andere Strömungsbedingungen vorgeherrscht haben.

Unter der Annahme einer Düsenfunktion dieser Struktur sind höhere Werte der Strömungsgeschwindigkeit möglich. Denkt man an die Verankerung 270 (Nr. 5 in Abb. 48), so sind aber keine Werte von 20 cm/s und mehr zu erwarten. Bei einem Höhenunterschied von 350 m muß dies aber auch nicht der Fall sein. Hier ist es denkbar, daß Geschwindigkeiten um 10 - 15 cm/s ausreichend sind in der Zeit einen spürbaren Abtrag zu erzeugen.

Tatsächliche und fundiert begründbare Aussagen sind aber erst nach dichteren Vermessungen über den Verlauf der Meeresströmungen und ihre Stärke möglich.



**Abb. 53 Ausschnitt aus dem Linedrawing der Linie 1 Nord (vgl. Abb. 26)**

I diskordante Horizont (vgl. Kap. 10)

BSR ? vermuteter Verlauf des Bottom Simulating Reflector

## 11.) Ergebnisse

### 11.1.) Region des Süd Shetland Trench

Für die Profile 3 bis 7 können anhand magnetischer Anomalien die Sedimentlagen in ihre Ablagerungsepochen eingeordnet werden (Kap. 7.2.). Gleichzeitig können die Horizonte WO5 und WO7 angerissen werden, die auch aus der Ross See (Hinz & Kristoffersen, 1987) und aus der Weddell See (Miller et al., 1990) bekannt sind. Die Untersuchung der Subduktionsgeschwindigkeiten zwischen den Fracture Zonen zeigen stets eine Beschleunigung kurz vor der Kollision des Aluk Rückens mit dem Trench. Diese Beobachtung kann auf den Chile Trench und den Juan de Fuca Rücken ausgeweitet werden. Eine Modellierung dieser Vorgänge muß an anderer Stelle erfolgen. Die Schweremodellierung an der Hero Fracture Zone (Kap. 7.3.) unterstützen die Hypothese, daß hier Serpentine in der Bruchzone aufgestiegen sind. Gegenüber der Hero Fracture Zone, auf der kontinentalen Seite des Süd Shetland Trench, befindet sich die Smith Insel (Abb. 3). Sie wird im wesentlichen aus Blauschiefergestein gebildet, einem Metamorphoseprodukt des Serpentin (Henriet et al., 1992). Ihre Position in der Verlängerung der Achse der HFZ legt den Schluß nahe, daß hier ein ursächlicher Zusammenhang mit der Subduktion der mit Serpentin gefüllten Hero Fracture Zone besteht. Durch die Metamorphose des Serpentin und das Aufsteigen eines Blauschieferkörpers könnte der Fortgang des Subduktionsprozesses aufgehalten worden sein (Henriet et al., 1992). Weitere Untersuchungen zur Massenbilanz von subduzierte Kruste und ihrem dynamischen Verhalten sind notwendig, um diese Hypothese zu untermauern und die Auswirkungen auf das tektonische Verhalten des Süd Shetland Inselbogens und der Bransfield Straße zu klären.

Neben diesen Anregungen zum möglichen Zusammenhang von ausbleibender Subduktion und "Ridge-Trench" Kollision können wir im Abschnitt des Profil 7 den Ort und die Zeit der letzten dieser Kollisionen präzisieren. Unter der in Kapitel 5 beschriebenen Annahme, das hier noch der Rest des Aluk Spreading-Rücken zu sehen ist, ist der Zeitpunkt letzter Aktivität in diesem Gebiet mit 5 Mio. Jahren anzugeben. Gleichzeitig folgt aus dieser Annahme, daß direkt nordöstlich der Anvers Fracture Zone die letzte "Ridge-Trench" Kollision stattgefunden hat und nicht südwestlich davon (Barker, 1982; Henriet et al., 1991/a&b, Larter et al., 1991)).

## 11.2.) Region der Bransfield Strasse

In der Bransfield Straße konnte anhand der Linien 1 Süd, 9 und 2 der Verlauf des Rifts räumlich erfaßt werden (Abb. 37). Die Erhebungen des dicht unterhalb der Süd Shetland Inseln verlaufenden Rifts teilen das zentrale Becken der BS asymmetrisch auf. Betrachtet man die aktive Vulkaninsel Deception Island als Fortsetzung des Rifts, so wird durch den kontinentalen Charakter der Linie 2 hier die Abweichung des Rifts von der axialen Ausrichtung der Bransfield Straße dokumentiert. Mehrnoch zeigt der Vergleich mit Anderson & Jeffers (1990), daß das Rift im Bereich von Deception Island einen Versatz in Richtung der Antarktischen Halbinsel erfährt. Mögliche Einflüsse aus der Subduktion der Hero Fracture Zone (Kapitel 7.3.) sind noch zu klären. Der Vergleich mit dem Roten Meer (Kap.9) zeigt, daß die Kruste der Bransfield Straße im Bereich des Profil 2 kontinentalen Ursprungs ist und hier eine Übergangszone zwischen zwei Riftabschnitten vorliegt.

Die Ozeanisierung innerhalb der Bransfield Straße kann in einem Streifen von 20 km Breite südlich der Riftstruktur angegeben werden. Eine detailliertere Untersuchung könnte möglicherweise eine weitere Ausdehnung der ozeanisierten Kruste im Bereich des Profil 1 Süd ergeben. Die Interpretation der Linie deutet dies bereits an. Dem steht jedoch die Interpretation der Magnetik und Schwere (Kap. 8.4.) gegenüber. Die Existenz des Batholit-Körpers (Garrett, 1990) wirft hier die Frage auf, in wie weit das ozeanische Rifting dadurch lateral begrenzt wird. Die vorgestellten Modelle von Garrett (1990) und Parra et al. (1984 und 1988), sowie die eigenen Arbeiten kommen zu keinem einheitlichen Ergebnis. Die Übereinstimmungen der eigenen Arbeiten mit dem Modell von Garrett (1990) sprechen für eine eng begrenzte Riftstruktur (Abb. 37). Aus der Interpretation der Linien 1 Süd und 9 (Kap. 5.b.5) wird deutlich, daß wenigstens im mittleren Bereich der BS während des Sedimenteintrages in den zentralen Trog das Rift aktiv gewesen sein muß. Die Sedimentabfolgen werden hier durch vermutlich magmatische Einlagerungen gestört. Ein besonders deutliches Anzeichen dieser Aktivität ist in der "Schwelle" auf der Linie 9 zu sehen. In der Migration ist die Struktur bis dicht unter den Meeresboden zu verfolgen. Leider existieren keine Bohrungen, die eine Korrelation der Horizonte an eine Zeitskala erlauben. Die fehlende Übereinstimmung mit den magnetischen Modellen von Parra et al. (1984 und 1988) machen deutlich, daß weitere Detailarbeiten notwendig sind, um die Position und Tiefenlage der Krustenstrukturen zu verifizieren. Aus dem Vergleich mit dem Roten Meer (Kap. 9) wird deutlich, daß mit dem Batholit-Körper die Vorläufer des ozeanischen Riftings erfaßt werden. Aus der

Modellierung der Schwere (Kap. 8.4) und der Interpretation der Ozeanisierung folgt der Schluß, das die Bransfield Straße erst seit sehr kurzer Zeit ein ozeanisches Rift ist. Dies wird durch die Modellierung der Anomalien 2 und 2A (ca. 1.8 Mio Jahre) von Parra (1988; Kap. 8.4) belegt. Frühere Öffnungsphasen der BS müssen demnach einer kontinentalen Beckenbildung zugeordnet werden. Eine detailliertere Lokalisierung durch seismische Verfahren mit einer exakten Tiefenangabe kann weitere Anhaltspunkte zur tektonischen Entwicklung des Gebietes geben. Die Interpretation der vorliegenden Daten und ihr Vergleich mit anderen Autoren zeigt auch hier die Notwendigkeit weiterer gemeinsamer Arbeiten. Eine einheitliche Reinterpretation aller bisher gesammelter Daten kann die Grundlage dazu liefern und Entscheidungshilfe für zukünftige Profilnetze geben.

In Verbindung mit den Profilen der Kampagne ANT-II/3 kann für einen Ausschnitt des zentralen Beckens der Bransfield Straße eine "Quasi-Stratigraphie" angegeben werden. Da keine Bohrungen und keine kleinräumigen, magnetischen Vermessungen über Intrusionen hinweg vorliegen, kann eine Alterskorrelation nicht erfolgen. Eine Tiefenkonvertierung mittels V-Z Funktionen muß ebenfalls unterbleiben, da die Profile der Reise ANT-II/3 nur als Monitorschriebe zur Verfügung standen. Die angerissenen Horizonte können lediglich als Laufzeitpläne dargestellt werden. Durch die Erstellung von Isochronenplänen für verschiedene Reflexionshorizonte kann eine bemerkenswerte Änderung von etwa  $45^\circ$  in der Streichrichtung des zentralen Tals der Bransfield Straße belegt werden. Die mit der Verlagerung des Streichens von NNE - SSW auf jetzt NE - SW einhergehende Veränderung in der Flankensteilheit des Hanges zeigt eine drastische Verschiebung in den Eintragsrichtungen der Sedimentation an. Die Einträge konzentrieren sich im östlichen Teil des Beckens, wo sich die Struktur eines Schüttungsfächers ausgebildet hat. Die Korrelation der Ereignisse mit tektonischen Ereignissen und den Zeiten einer Vergletscherung erfordert noch weitere Untersuchungen in Form von Bohrungen oder magnetischen Vermessungen, um die zeitliche Einordnung zu erreichen.

Mit den Horizonten A - E konnten vier markante Schichtpakete interpretiert werden. Die wesentlichen Charakteristika sind in der Tabelle (Abb. 54) aufgelistet.

Die vorliegenden Daten der Expeditionen ANT-II/3 und ANT-VI/2 reichen in ihrer Qualität und Auflösung nicht aus, um eine exakte Korrelation der interpretierten Reflektoren mit anderen Arbeiten (z.B. Anderson et al., 1990) durchzuführen. Hierzu wäre es notwendig die Meßdaten gemeinsam mit anderen Forschergruppen und deren Daten zu reinterpretieren. Eine weitergehende

gemeinschaftliche Auswertung der bestehenden Reflexionsprofile innerhalb der Bransfield Straße könnte auf diesem Weg eine einheitliche Stratigraphie ergeben, wie sie bereits für die Ross-See existiert (Hinz und Cooper, pers. Komm.) und demnächst in einem Atlas veröffentlicht wird.

Horizont	Charakterisierung
A	Meeresboden, darunter weitgehend ungestörte Reflektoren mit kräftigen Amplituden außer in Hanglagen parallele Schichtung
B	weitreichende Diskordanz zu unterliegenden Reflexionen vereinzelte Störung der Horizonte durch diffuse Reflexionen mächtigstes Schichtpaket
C	größere Abschnitte mit diffusen Reflexionen, besonders im zentralen Tal der Bransfield Straße
D	Horizonte werden vereinzelt aus Diffraktionen gebildet Einflüsse tektonischer Aktivitäten
E	letzte Reflexionen auf den Linien aus ANT-II/3 für die Laufzeit außergewöhnlich starke Amplitude häufig mit Diffraktionen durchzogen
F	akustisches Basement für die Linien aus ANT-VI/2 Obergrenze von Riftstrukturen und Erhebungen/Intrusionen des Basement

Abb. 54 Charakterisierung markanter Reflektoren in der Bransfield Straße

## 12.) Ausblick

Die tektonische Entwicklung im Bereich der Antarktischen Halbinsel, insbesondere im Bereich der Bransfield Straße wird von vielen Nationen untersucht. Zwischen den Modellen der einzelnen Interpreten bestehen dabei oft große Unterschiede (z.B. Ashcroft, 1972; Guterch, 1985). Die vorliegende Arbeit hat besonders für die Bransfield Straße Übereinstimmungen mit den englischen Interpretationen gezeigt (Kap. 10.2.), dennoch ist auch deutlich geworden, daß weitere Arbeiten notwendig sind, um die verbleibenden Abweichungen zu klären. In dieser Hinsicht hat sich die fehlende Abstimmung der seismischen Profile und ihrer Interpretation als besonderer Mangel erwiesen. Hier sind internationale Arbeitsgruppen notwendig, die in enger Zusammenarbeit eine einheitliche Auswertung fördern. Die Arbeitstreffen der Gruppe ANTOSTRAT (von Antarctic Offshore Stratigraphy) bereiten die ersten Schritte zu diesem Ziel vor. Neben der Entwicklung einer einheitlichen Stratigraphie sind auch die Aussagen von Bohrkernen in dieser Region von großer Bedeutung. Beprobungen, die bis in das Basement hineinreichen können viele Fragen einer Beantwortung näher bringen. Neben der zeitlichen Einordnung von Reflektoren steht hier die Frage nach dem ozeanischen Einfluß in der Krustenbildung mit an erster Stelle. Als ein Bohrziel könnte z.B. die Linie 9 dienen, in deren Verlauf der Einfluß des Rifts anhand der Reflexionscharakteristik gut beschrieben ist. Bohrlokationen innerhalb und außerhalb der Riftzone können hier gut identifiziert werden. Zukünftige Expeditionen sollten von der bisherigen Praxis der Übersichtsvermessungen abweichen. Vielmehr ist es wünschenswert, durch gezielte Detailvermessungen die aufgezeigten Fragestellungen zu beantworten und damit das Datennetz im Interesse aller Forscher zu erweitern.



### 13.) Danksagung

Ich bedanke mich bei Herrn Prof. Dr. R. Meißner für die Möglichkeit der Durchführung dieser Arbeit, seine Unterstützung und kritischen Anregungen.

Mein Dank gilt Herrn Dr. E. Flüh für die Durchsicht des Manuskriptes und seine Anregungen, sowie für die Gelegenheit Teile dieser Arbeit während meiner Tätigkeit am GEOMAR zu beenden.

Herrn Dr. W. Jokat danke ich für seine Unterstützung bei den Messungen und der Datenverarbeitung im Alfred-Wegener-Institut, sowie seine kritischen Anmerkungen und Diskussionen.

Herrn Dr. F. Theilen danke ich für die Überlassung der Monitorschriebe aus der Expedition ANT-II/3, die mir eine wertvolle Bereicherung waren.

Dank gilt auch meinen ehemaligen Kollegen und den Mitarbeitern am Institut für Geophysik, die mir stets hilfreich zur Seite standen. Dies gilt insbesondere auch für die Mitglieder der Arbeitsgruppe GRAPE, die während der Expedition in die Antarktis gebildet wurde.

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei meiner Frau und den Kindern, die besonders während der Niederschrift dieser Arbeit auf etliche gemeinsame Stunden verzichtet haben.

## Literatur

- Anderson, J.B. & Molnia, B.F., 1989, Glacial-Marine Sedimentation  
*Short Course in Geology: Vol 9*, AGU, Washington DC, pp 127
- Anderson, J.B. & Jeffers J.D., 1990, Results of High Resolution Seismic Reflection Surveys of the Northern Antarctic Peninsula Region  
*in* : Cooper, A.K. & Webb, P.N. (conveners), International Workshop on Antarctic Offshore Seismic Stratigraphy (ANTOSTRAT), Overview and Extended Abstracts  
*U.S. Geological Survey Open File Report*, 90 (309), p 31-36
- Ashcroft, W.A., 1972, Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait,  
*British Antarctic Survey Scientific Reports*, No.66, pp 43
- Barker, P.E., 1982, Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula : ridge crest-trench interactions,  
*J. geol. Soc.*, London, 139, p 787-801
- Bialas, J., Flüh, E.R. and Jokat, W., 1990, Seismic investigations of the Ringkøbing Fyn High on Langeland, Denmark  
*Tectonophysics*, 176, p 25-41
- Bonatti, E., 1987, Rifting of Continents  
*Scientific American*, 256 (3), pp 74-81
- Cande, S. & Lewis, S., 1988, Investigating the Subduction of a Spreading Center off Southern Chile  
*Lamont-Doherty Geological Observatory Annual Report*, p 18-25
- Curtis, R., 1966, Petrology of the Graham Coast, Graham Land  
*British Antarctic Survey Science Report*, 50, pp 50
- Cloos, M. & Shreve, R.L., 1988, Subduction-Channel Model of Prism Accretion, Mélange Formation, Sediment Subduction and Subduction Erosion at Convergent Plate Margins : 1. Background and Description; 2. Implications and Discussion  
*in* : Ruff, L.J. & Kanamori, H. (editors), *Subduction Zones, Part 1*  
*Pure Appl. Geophys.*, 128, p 455-545

- Davey, F.J., 1972, Marine gravity measurements in Bransfield Strait and adjacent areas  
in : Adie, R.J. (editor), *Antarctic Geology and Geophysics*  
Universitaetsforlaget, Oslo
- DSDP Leg 35, Shipboard Scientific Party, 1976, Site 325  
in : Hollister, C.D. & Craddock et al. (editors), *Initial Reports DSDP*  
U.S. Govt. Printing Office, Wash. DC, 35, p 157-174
- Feire, S.L.M. and Ulrych, T.J., 1988, Application of singular value decomposition to vertical seismic profiling  
*Geophysics*, Vol. 53 (6), pp 778
- Garrett, S.W., 1990, Interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula  
*Journal of Geophysical Research*, 95 (B5), p 6759 - 6777
- GRAPE Team<sup>1</sup> , 1990, Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula  
*Antarctic Science*, 2 (3), p 223-234
- Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Perchuc & E., Pajchel, J., 1985, Seismic studies of the crustal structure in west Antarctica 1979-80 - Preliminary results,  
*Tectonophysics*, 114, p 411-429
- Guterch, A., Grad, M., Janik, T. & Peruch, E., 1991, Tectonical models of the crust between the Antarctic Peninsula and the South Shetland Trench  
in : Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (editors), *Geological Evolution of Antarctica*  
Cambridge University press, Cambridge, p 499-504
- Haxby, W.F. & Parmentier, E.M., 1988, Thermal Contraction and the State of Stress in the Oceanic Lithosphere  
*J. Geoph. Res.*, 93, p 6419-6429
- Henriet, J.P., Meißner, R., Miller, H. & the GRAPE Team<sup>1</sup>, 1992, Active margin processes along the Antarctic Peninsula  
*Tectonophysics*, 201, p 229-253
- <sup>1</sup>Bialas, J., Meissner, R., Bittner, R., Miller, H., Fueh, E., Parker, T., Henriet, J.P., Peneaud, J., Hedrich, K., Heuverswyn, E.v., Jokat, W., Weaver, T., Kaul, N., Wohlenberg, J., Herber, R. and LePavec, J.

- Henriet, J.P., Bialas, J. & Meißner, R., 1991, Debate - Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula - Reply  
*Antarctic Science*, 3 (2), p 220-222
- Herron, E.M., Tucholke, B.E., 1976, Sea floor magnetic patterns and basement structure in the southeastern Pacific,  
*in* : Hollister, C.D., Craddock, C., et al. (editors), *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 35*,  
Washington (U.S. Government Printing Office), p 263-278
- Hinz, K. & Kristoffersen, Y., 1987, Recent advances in the understanding of the continental shelf  
*Geol. Jb.*, E 37, p 1-54
- Hollister, C.D. and Elder, R.B., 1969, Contour currents in the Weddell Sea  
*Deep Sea Research*, 16, p 99-101
- Jeffers, J.D., 1988, Tectonic and Sedimentary Evolution of the Bransfield Basin, Antarctica  
*Master Thesis*, Rice University, Houston, Texas, pp 149
- Jokat, W. & Flügel, E.R., 1987, On the use of airgun arrays for seismic refraction investigations of the crust  
*First Break*, 5, 12
- Jones, I.F. & Levy, S., 1987, Signal-to-Noise Ratio Enhancement in Multichannel Seismic Data via the Karhunen-Loeve Transform  
*Geoph. Prosp.*, 35, p 12-32
- Jubelt, R. & Schreiter, P., 1980, Gesteine  
Enke Verlag, Stuttgart, pp 83
- Kastens, K.A., 1987, A Compendium of Causes and Effects of Processes at Transform Faults and Fracture Zones  
*Reviews of Geoph.*, 25, p 1554-1562
- Kennett, J.P., 1982, Marine Geology  
*Englewood Cliffs*, New York, pp 517

- Kimura, K., 1982, Geological and geophysical survey in the Bellinghausen Basin, off Antarctica,  
*Antarctic Research*, 75, p 12-24
- Larter, R.D. & Barker, P.F., 1989, Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula Pacific margin: a record of Pliocene - Pleistocene ice volume and paleoclimate  
*Geology*, 17, p 731-734
- Larter, R.D., 1991, Preliminary results of seismic reflection investigations and associated geophysical studies in the area of the Antarctic Peninsula - Debate  
*Antarctic Science*, 3 (2), p 217-222
- Makris, J., Mohr, P. and Rihm, R. (editors), 1991, Red Sea: Birth and Early History of a New Oceanic Basin  
*Tectonophysics*, 198 (2-4), pp 441
- Matthews, D.W., 1983, The Geology of Porquoi Pas Island, Northern Marguerite Bay  
*British Antarctic Survey Bulletin*, 52, p 1-20
- Meißner, R., Henriot, J.P. and the GRAPE-Team, 1988, Tectonic features north-west of the Antarctic Peninsula : New evidence from magnetic and seismic studies,  
*Serie Cientifica*, INACH (Instituto Antartico Chileno), Santiago, 38, p 89-105
- Miller, H., Henriot, J.P., Kaul, N. & Moons, A., 1990, A fine-scale seismic stratigraphy of the eastern margin of the Weddell Sea  
in : Bleil, U. & Thiede, J. (editors), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic Versus Antarctic*  
NATO ASI Series, C308, Kluwer Acad. Publ., p 131-161
- Nowlin Jr., W.D. and Zenk, W., 1988, Westward bottom currents along the margin of the South Shetland Island Arc  
*Deep Sea Research*, Vol. 35 (2), pp. 269-301
- Parra, J.C., Gonzales-Ferran, O. & Baumeister, J.P., 1984, Aeromagnetic Survey over the South Shetland Islands, Bransfield Strait and part of the Antarctic Peninsula  
*Rev. Geol. de Chile*, 23, p 3-20

- Parra, J.C., Yanez, G. & USAC-Group, 1988, Aeromagnetic Survey on the Antarctic Peninsula and surrounding seas: integration of the data obtained at different altitudes  
*Ser. Cient.*, INACH (Instituto Antactico Chileno), Santiago, 38, p 118-131
- Pelayo, A.M. & Wiens, D.A., 1989, Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region  
*J. Geoph. Res.*, 94, p 7293-7320
- Renner, R.G.B., Sturgeon, L.J.S. and Garrett, S.W., 1985, Reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Antarctic Peninsula  
*Brit. Antarct. Surv. Scientific Report*, 110, pp 50
- Sandwell, D., 1986, Thermal stress and the spacing of transform faults  
*J. Geoph. Res.*, 91, p 6405-6417
- Sheriff, R.E. & Geldart, L.P., 1983, Exploration Seismology: Vol. 2 - Data processing and interpretation  
*Cambridge University Press*, pp 59
- Tokarski, A.K., 1991, The Late Cretaceous-Cenozoic structural history of King George Island, South Shetland Islands, and its plate-tectonic setting  
*in* : Thomson, M.R.A., Crame, J.A. & Thomson, J.W. (editors), *Geological Evolution of Antarctica*  
Cambridge University Press, Cambridge, p 493-497
- Wenzheng, L. & Shuigen, W., 1989, The Bransfield Trough - A Cenozoic Rift  
*Antarctic Research*, 1, 4, pp 28
- Whitworth III, T., Nowlin Jr., W.D. and Worley, S.J., 1982, The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage  
*Journal of Geophysical Research*, 83, p 10489-10514